LOS ANDES DEL NORTE:

REVISIÓN DEL MARGEN PACÍFICO ECUATORIANO

John W. Baldock
(BGS)



LOS ANDES DEL NORTE: REVISIÓN DEL MARGEN PACÍFICO ECUATORIANO

John W. Baldock

British Geological Survey

Keyworth, Nottingham NG12 5GG, England

Traducción al español por Stalyn Paucar

CONTENIDO

FIGURAS

Nota: El capítulo original puede ser encontrado en la siguiente página: The Ocean Basins and Margins: Chapter 5.
Se agrega una geo-database con las Figuras 1,2,3,4,6,7,8: Baldock-1985; las Figuras 9-13 pertenecen al libro de Kennerley (1980), su geo-database se encuentra en el siguiente link: Kennerley-1980

Stalyn Paucar

(stalyn314paucar161@outlook.es)

I. INTRODUCCIÓN

El territorio del Ecuador incluye una zona oceánica de expansión activa, el Rift Galápagos o Cocos-Nazca (Hey, 1977; Hey *et al.,* 1977), y una zona de subducción activa bajo el margen continental (Lonsdale, 1978; Feininger y Bristow, 1980). El continente está dominado por los Andes, que alcanza altitudes de ~4000 m, con volcanes individuales con alturas mayores a 6000 m, y que dividen al país en tres regiones naturales y particularmente distintas. Al Este se encuentran las tierras bajas del Oriente, parte de la cuenca superior del Amazonas. En el medio la relativamente estrecha (100-150km de ancho) Cadena Montañosa Andina o Sierra, comprende la Cordillera Real y Cordillera Occidental, separadas por el Valle Interandino y otras cuencas intermontanas discontinuas. La zona costera, o Costa, incluye varias cadenas de cerros cerca del litoral Pacífico, así también la extensa, baja e interna cuenca Guayas, al oeste de los Andes.

En el mar, una estrecha plataforma y pendiente continental terminan en la actual trinchera submarina, que aquí apenas alcanza profundidades de 3000m. Más allá de la trinchera el piso oceánico es más uniforme, pero la Cordillera de Carnegie transversal es un rasgo prominente, en especial donde se une con la Cordillera de Cocos formando la Plataforma Galápagos (Holden y Dietz, 1972), donde las Islas Galápagos se han formado, constituyendo la cuarta, separada, región del Ecuador, a ~1000 km al Oeste de la parte continental. Al Sur de la Cordillera de Carnegie se encuentra la Plataforma de Carnegie y la Cuenca Perú; al Norte la compleja Cuenca Panamá (Lonsdale y Klitgord, 1978).

El mapeo sistemático de la mayor parte de la Costa y Sierra del Ecuador durante la última década ha conducido a una mejor comprensión de la geología continental, y a la publicación de más de 60 mapas geológicos por la Dirección General de Geología y Minas, Quito, con la cooperación del Instituto de Ciencias Geológicas, Reino Unido. La terminología, litología, paleontología, edad, espesor y distribución de unidades estratigráficas ecuatorianas, donde se tiene conocimiento de ellas, ha sido cuidadosamente revisada por Bristow y Hoffstetter (1977). Otras publicaciones, resultado de recientes investigaciones, incluyen un Esquema de la geología del Ecuador (Kennerley, 1980), varios estudios específicos y detallados como los de Bristow (1973), Henderson (1979, 1981), Evans y Whittaker (1981), y Wilkinson (1982), así también una bibliografía comentada de la geología ecuatoriana (Bristow, 1981) y una nueva edición (con resumen explicativo) del Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador (Baldock y Longo, 1982).

II. MARCO GEOLÓGICO

Ecuador es parte de un área tipo, además de toda la costa occidental sudamericana, debido a la convergencia de una placa oceánica con una continental (Mitchell y Reading, 1969). Como consecuencia, es razonable sugerir que el régimen tectónico fue la fuerza dominante en el desarrollo de las estructuras geológicas de la región, por lo menos desde el Cretácico (Lonsdale, 1978; Feininger y Bristow, 1980), pero poco se conoce de la historia pre-cretácica de la Costa y la Sierra. La geología del Proterozoico y Paleozoico (también del Mesozoico Temprano) del Oriente (Tschopp, 1953) y la proto-Cordillera (Kennerley, 1980) pueden haber estado relacionados al desarrollo de un cinturón de plegamiento en el margen del Cratón arcaico Guyanés (Engel *et al,* 1974; Fig. 12) seguido de un diastrofismo como resultado de una polifase de la Orogenia Andina (Mesozoico Tardío-Plioceno). El tectonismo precámbrico y paleozoico puede o no haber dependido de procesos de subducción, como fuerza motriz, (Engel, *et al.,* 1974), mientras que el tectonismo andino seguramente fue el resultado, o respuesta, de tales fuerzas.

La segmentación tectónica transversal de la cadena andina, en regiones con diferentes características, es particularmente notoria entre los Andes Centrales y Andes del Norte (Gansser, 1973; Sillitoe, 1974). Aquí, en la difusa deflexión de Huancabamba (Ham y Herrera, 1963), el rumbo andino cambia de NW en el norte peruano, a NNE en el Ecuador (ver Fig. 2). Esto es reflejado en el cambio en la Sutura Guayaquil-Dolores- o Megacizalla (Case *et al.*, 1971; Shepherd y Moberly, 1975), de un basamento ensiálico en el Sur, con rocas félsicas metamórficas y abundantes plutónicas cercanas al margen Pacífico, a una provincia ensimática hacia el norte, que consiste de basaltos cretácicos, con basamento no-siálico cerca de la costa (Feininger, 1977; Henderson, 1979; Feininger y Bristow, 1980; Shepherd y Moberly, 1981). Otro límite podría existir en el norte del Ecuador, justificando el arco volcánico cretácico de la Cordillera Occidental (ver Fig. 2).

A. Geología del Oriente

El Oriente representa parte de la plataforma pericratónica (antepaís), o lateralmente una cuenca de trasarco, desarrollada entre el Cratón Guyanés y el Cinturón Orogénico Cordillerano, un ambiente tectono-sedimentario que se extiende desde Venezuela hasta Bolivia al este de los Andes (Tschopp, 1956; Harrington, 1962). En el Terciario Tardío, cuando la zona Subandina, que en parte corresponde a la Cordillera Oriental de Colombia, estuvo sujeta al tectonismo Andino, la Cuenca Oriente del Ecuador fue dividida en dos provincias estructurales. A toda esta región, probablemente, le subyacen las rocas cristalinas del Escudo Guyanés (Campbell, 1970), las cuales están expuestas en el sureste de Colombia (INGEOMINAS, 1976), pero en el Ecuador están cubiertas por una gruesa secuencia sedimentaria epicontinental (ver Fig. 1) (Tschopp, 1953).

Rocas paleozoicas no metamorfizadas afloran únicamente en una estructura antiformal aislada en la Cordillera Cutucú, en la región meridional Subandina del Ecuador (Tschopp, 1953). La sucesión tiene al menos 2500m de espesor y comprende argilitas negras y areniscas (Formación Pumbuiza, probablemente de edad devónica), sobreyacidas por calizas y lutitas (Formación Macuma) del Carbonífero (Sigal, 1968). Su extensión bajo la gruesa cobertura del Mesozoico-Terciario es desconocida, pero deben estar como amplios y delgados depósitos (~1000m) de plataforma, directamente sobreyaciendo al antiguo basamento precámbrico en algunas zonas. Equivalentes metamorfizados (¿y de aguas más profundas?) de las Formaciones paleozoicas podrían formar parte de la Cordillera Real. Tschopp (1948) y más recientemente Mortimer (1980a) han correlacionado las ligeramente-metamorfizadas lutitas negras y filitas de la Formación Margajitas, que se encuentran en un estrecho cinturón a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Real, con la Formación Pumbuiza. Sin embargo, Bristow y Hoffstetter (1977) han señalado que la Margajitas podría ser correlacionada con la Formación Napo (ver abajo y pág. 4). Aparentemente, pasa hacia al Sur, a sedimentos cretácicos indiferenciados, no metamorfizados (Grupo Limón) (Baldock y Longo, 1982).

Una secuencia de sedimentos mesozoicos-terciarios, de 8-12km de espesor, fue depositada en la Cuenca Oriente por una sucesión de ciclos sedimentarios (Campbell, 1974). Condiciones marinas prevalecieron durante la depositación de la Formación Santiago del Jurásico Inferior (Sinemuriense), representada por 2500m de caliza de plataforma, areniscas y lutitas. Esta secuencia está restringida a la mitad sur del Oriente ecuatoriano (Levantamiento Cutucú), a pesar de que más hacia el sur, puede ser correlacionada con parte del mucho más extenso Grupo Pucará en Perú (Cobbing *et al.*, 1981). La, sobreyacente en discontinuidad estratigráfica, Formación Chapiza del Jurásico Superior-Cretácico más Inferior, que varía entre 1000 a 4500m de espesor, comprende capas rojas de areniscas y lutitas intercaladas con piroclastos. Lavas andesíticas con piroclastos subordinados (Miembro Misahuallí) llegan a ser dominantes en la parte superior de la secuencia, en el norte del Oriente (Tschopp, 1956). Tres grandes batolitos, limitados por fallas, (Zamora, Abitagua y Cuchilla) probablemente del Jurásico Medio (Hall y Calle, 1982) fueron emplazados a lo largo del margen extremo occidental del cinturón, en el contacto de falla de corrimiento con rocas metamórficas de la Cordillera Real (Fig 3). Rocas subvolcánicas de la Serie Guacamayos (Tschopp, 1953) pueden ser relacionadas a este episodio magmático.

CUADRO DE CORRELACIÓN

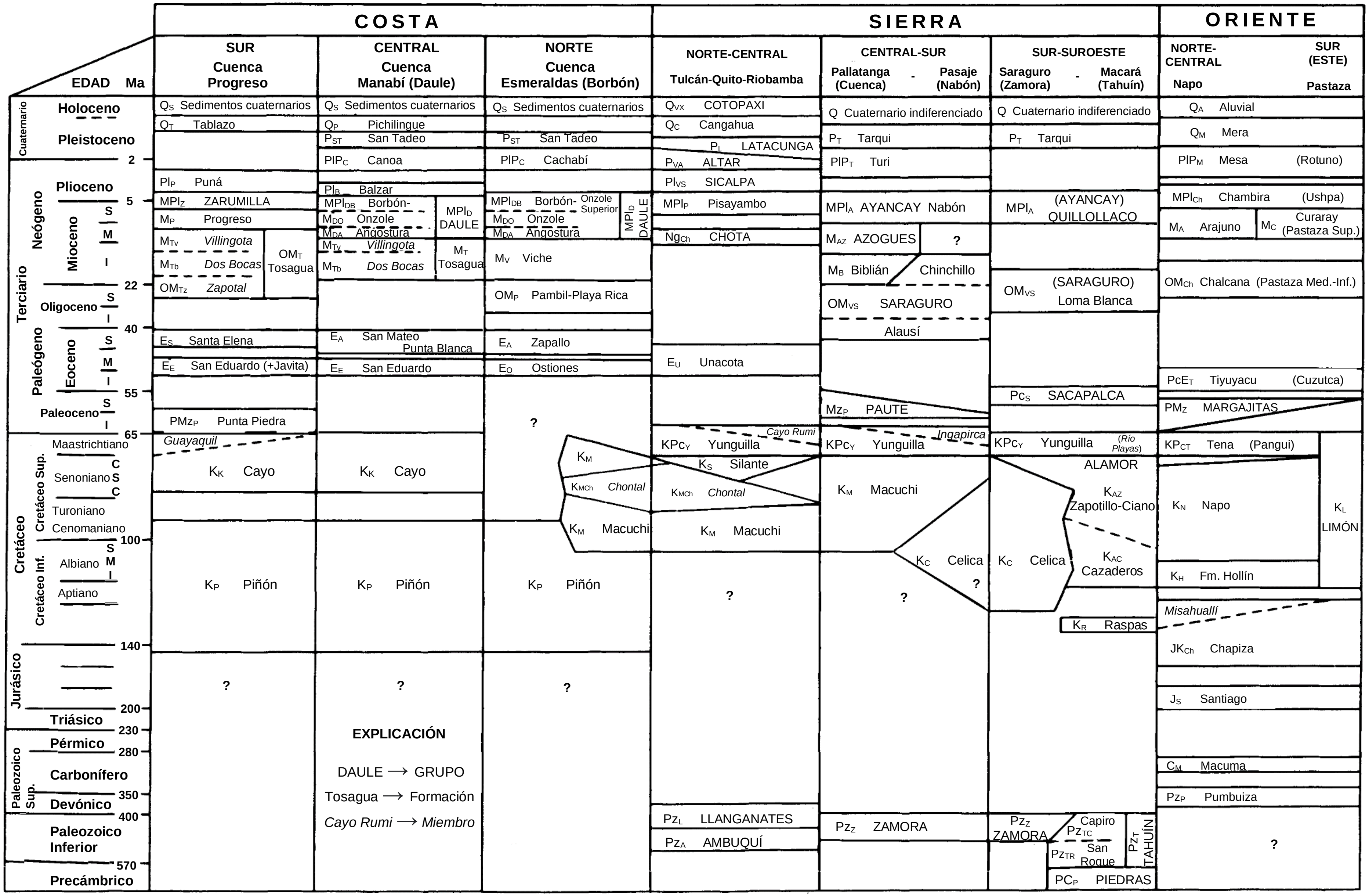


Fig. 1 Cuadro de correlación. K_P: símbolo compuesto del Sistema (U) y un nombre estratigráfico (P). Ver texto

Una extensa transgresión marina cretácica es representada por la deposición de delgadas capas de areniscas epicontinentales (Formación Hollín), sucedida por una gruesa secuencia de calizas-lutitas del miogeosinclinal-Formación Napo, que ahora se considera de edad Albiense-Campaniense o incluso Maastrichtiense Medio (Whittaker and Hodgkinson, 1979; Wilkinson, 1982). El material clástico se derivó, en su mayoría, de la denudación del Cratón Guyanés hacia el este. Wilkinson (1982) resumió la evidencia para postular un rasgo positivo proto-Andino (Cordillera Real), no necesariamente emergente, como lo indicó Sauer (1965) y Campbell (1970), dividiendo a la cuenca miogeosinclinal Napo de la cuenca continental marginal, y de un arco de islas, hacia el oeste. Su mapa de paleogeografía/litofacies (Fig. 2 de Wilkinson, 1982) reproducido aquí como Fig. 8, está basado en un análisis detallado de la variación de facies, incluye muchos datos no publicados de las exploraciones de petróleo (Kehrer, 1975), en la Napo (ver también Figs. 3, 4, 5 de Wilkinson, 1982). Éste remplaza la interpretación anterior de Kennerley (1980, Fig. 3 ahí, como Fig. 9 aquí), que sugiere la presencia de la línea de eje (*hinge line*) en condiciones de mar abierto mucho más profundas; así también lo propuso Feininger (1975).

Capas rojas de lutitas, areniscas y margas de edad Maastrichtiense-Paleoceno Inferior (Formación Tena) sobreyacen, en discontinuidad estratigráfica, a la Napo, lo que indica una regresión marina y una mayor derivación de material clástico desde el oeste. Al final del Cretácico la proto-Cordillera Real llegó a ser un rasgo emergente, que proporcionaba sedimentos tanto para la Cuenca Oriente como para la cuenca continental marginal hacia el oeste (Kennerley, 1980, Fig. 4 ahí, reproducida aquí como Fig. 10); así continuó en la mayor parte del Terciario. La Tena se adelgaza de 600m en el oeste, a 270m en el este del Oriente (Faucher y Savoyat, 1973; Feininger y Bristow, 1980). En la parte sur de la Cuenca Oriente, capas rojas, equivalentes, de sedimentos fueron, en un principio, denominadas como Formación Pangui (Tschopp, 1953; Bristow y Hoffstetter, 1977), pero el reciente mapeo y compilación (Mortimer, 1980b; Baldock y Longo, 1982) han extendido la terminología usada en el norte, a toda la cuenca.

La gruesa secuencia terciaria consiste de series clásticas principalmente continentales que muestran una ligera variación de facies entre la cuenca norte (Napo) y la sur (Pastaza) (Tschopp, 1953). La Formación Tena es sobreyacida, en discontinuidad estratigráfica, por los conglomerados, areniscas y lutitas de la Formación Tiyuyacu (Cuzutca en el SE del Oriente) de edad Paleoceno-Eoceno Inferior; pero no se han registrado depósitos de edad Eoceno-Oligoceno Superior. La Formación Chalcana de edad Oligoceno más Superior-Mioceno Inferior, consiste en capas rojas de lutita con depósitos de yeso (Tschopp, 1953). Esto es sobreyacido por areniscas, lignito y arcillas de agua salobre de la Formación Arajuno de edad Mioceno, con la facies continental Curaray (arcillas rojas, lutitas tobáceas y yeso) en el sur y este de la Cuenca Oriente. Areniscas, lutitas y tobas del Mio-Plioceno (Formación Chambira), fueron inclinadas y deformadas antes de la deposición de los conglomerados, areniscas y volcanoclásticos (derivados de la ya levantada Sierra) del piedemonte/Mesa plio-cuaternario,

La Cuenca Oriente del Ecuador se profundiza hacia el norte y es más evidente en el sur a partir de la Bóveda Cononaco de rumbo E-W ubicada en el centro (Fig. 4) (Wilkinson, 1982; Fig. 3 ahí, Fig. 7 aquí). Es, principalmente, a lo largo del eje N-S de esta cuenca de trasarco que se han descubierto los campos petroleros del noreste del Ecuador (Kehrer, 1975; Zúñiga y Rivero *et al*., 1976). La depresión está limitada al oeste por el cinturón de pliegues/corrimientos de la zona Subandina (Fig. 2), que estuvo sujeto a deformación en el Terciario, y se caracteriza por fallas de corrimiento de alto-ángulo, y pliegues abiertos a apretados (Fig. 5; sección 6 y 7). El subsecuente levantamiento y erosión condujo a la exposición de rocas plegadas del Paleozoico Superior-Terciario (Mioceno), originalmente depositadas en el límite occidental del miogeosinclinal Cuenca Oriente, que en parte está cubierto por depósitos de piedemonte plio-cuaternarios de la levantada Cordillera.

B. Geología de la Sierra

La Sierra del Ecuador está dividida en dos zonas de rumbo NNE, paralelas, geológicamente distintas. Rocas metamórficas de varias edades (ver pág. 6) subyacen a la Cordillera Real; mientras que rocas, de edad Cretácico-Paleógeno, volcánicas y sedimentarias subordinadas, principalmente marinas, conforman la mayoría de la Cordillera Occidental (Fig. 2). Volcánicos del Neógeno cubren partes de ambas cadenas montañosas y rellenan el Valle Interandino, el cual separa las dos Cordilleras, a pesar de que al sur la distinción es morfológicamente menos obvia. La parte suroccidental del país (al sur de la Falla Jubones, ver Fig. 2) es particularmente diferente; tiene un basamento metamórfico pre-Mesozoico (Bloque Tahuín) sobreyacido por volcánicos y sedimentos cretácicos (Kennerley, 1973).

1. Cordillera Real

Una zona mayor de fallas de corrimiento de alto ángulo, recorre por completo la longitud del Ecuador, separando “el cinturón de plegamiento sub-Andino de trasarco del Oriente”, de las rocas metamórficas de la Cordillera Real (SNGM, 1969; Baldock y Longo, 1982). Partes de los flancos de este cinturón están, evidentemente, subyacidos por filitas, esquistos y metavolcánicos mesozoicos: el Grupo Margajitas en el flanco oriental podría representar lutitas cretácicas metamorfizadas (ver pág. 2), además, se ha reportado al este de Cuenca (Bristow, 1973) una transición de lutitas maastrichtianas fosilíferas (Formación Yunguilla) y volcánicos, a esquistos y metavolcánicos del Grupo Paute.

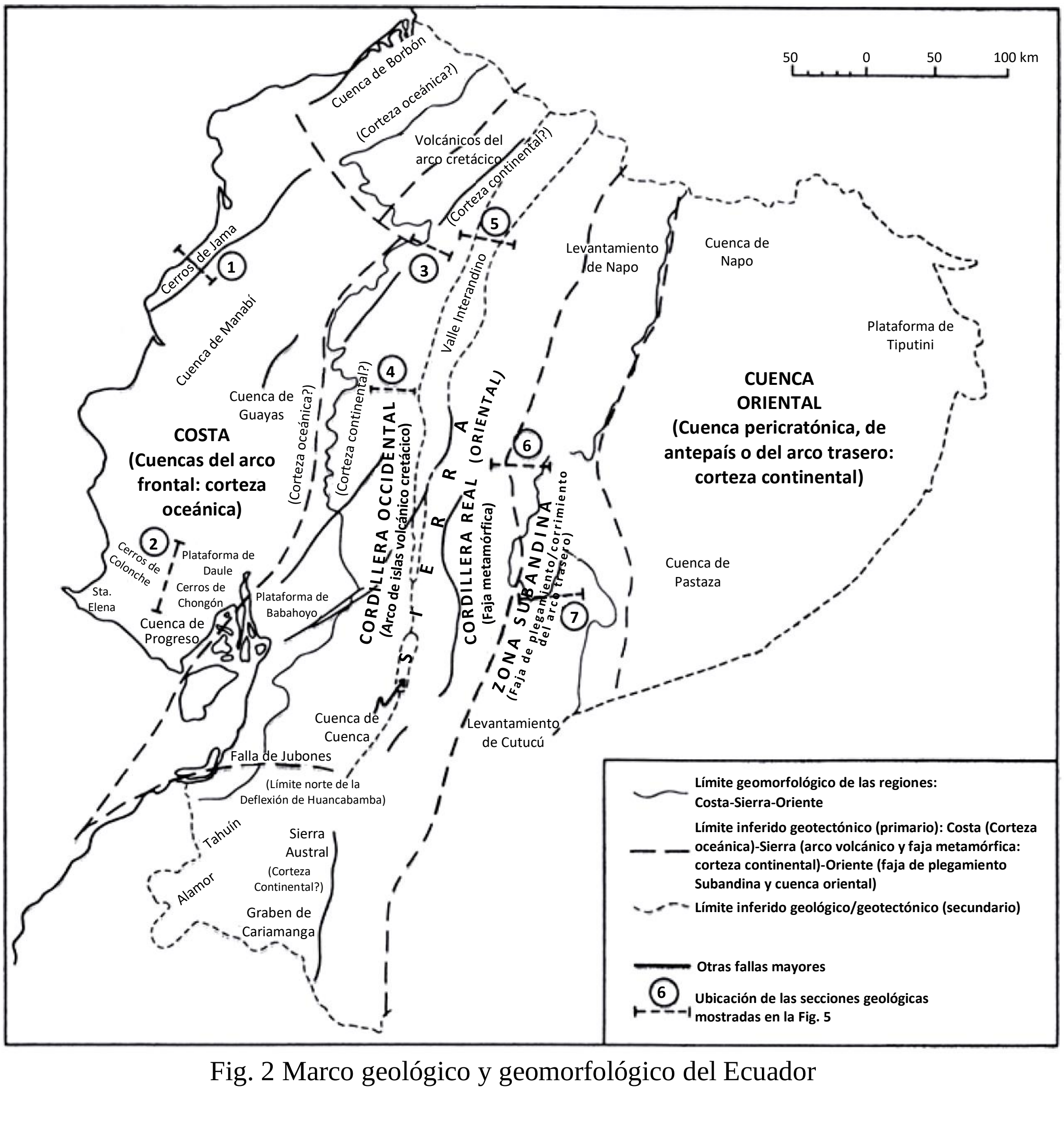


Fig. 2 Marco geológico y geomorfológico del Ecuador

Sin embargo, el núcleo de la Cordillera Real, está probablemente compuesto por rocas metamórficas paleozoicas (y otras más antiguas?). Mortimer (1980a) mapeó el Grupo Llanganates (esquistos y gneises) considerándolos de edad Paleozoica (indiferenciada), de acuerdo con la demostración de Kennerley (1971) de dos fases de plegamiento en el centro de la Cordillera Real. Rocas metamórficas pre-mesozoicas, posiblemente del Paleozoico Inferior, principalmente los esquistos del Grupo Zamora, tienen un rumbo nor-noreste y están expuestas en el sur de la Cordillera Real (Kennerley, 1973; Kennerley, 1980). Al este de Cuenca, las rocas metamórficas del Mesozoico Tardío (Grupo Paute) son distinguibles del antiguo (Paleozoico?) núcleo (Grupo Zamora), con base en el estilo tectónico y grado de metamorfismo. A pesar de que el contacto no ha sido mapeado, éste podría ser una falla (de corrimiento?) (Baldock y Longo, 1982). Hacia el norte, las rocas metamórficas (Grupo Llanganates y Grupo Ambuquí) de la Cordillera Real, descritas por Herbert (1977), estarían relacionadas con aquellas consideradas del Paleozoico y Precámbrico en el extremo sur de Colombia (INGEOMINAS, 1976), a pesar de que algunas sean cretácicas (Feininger, 1974). Recientes intentos para resolver la historia metamórfica por determinaciones de edades Rb/Sr, a lo largo de secciones a través de la Cordillera Real, han generado resultados confusos.

La mayor parte de la extensión de la Cordillera Real está cubierta por lavas andesíticas, piroclastos ácidos e ignimbritas del Neógeno, por lo general, directamente, sobreyaciendo a las rocas metamórficas. Está limitada al oeste por las depresiones o grabens del Valle Interandino (desde la frontera colombiana hasta Riobamba), cuenca de Cuenca y depresión Cariamanga-Gonzanamá, rellenas con volcanoclastos/lutitas de edad cretácica (Grupo Alamor) y, con turbiditas y lutitas de facies flysch (Formación Yunguilla, ver pág. 9), ambas parcialmente sobreyacidas por depósitos volcánicos y depósitos sedimentarios de agua dulce del Mio-Plioceno.

2. Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental consiste principalmente de una secuencia de 8km de espesor de lavas andesíticas, andesito-basálticas y volcanoclastos de edad Cretácico-Paleógeno o Eoceno, ahora distinguida como Formación Macuchi, (Henderson, 1979, 1981). Las lavas tienen afinidades espilíticas y exhiben estructuras en almohadilla. Estudios isotópicos indican que el magma parental calco-alcalino, se derivó del manto (Francis *et al*., 1977). Sedimentos marinos intercalados (turbidíticos) están presentes (Miembro Chontal, donde ha sido diferenciado), especialmente en el norte del Ecuador (Guzmán, 1980). La sucesión representa un (eugeosinclinal) ensamble de arco de islas volcánico, principalmente de origen de aguas relativamente profundas (Henderson, 1979). Se presume que esta secuencia está, en profundidad, subyacida por litósfera continental (rocas metamórficas) o corteza transicional, y no está expuesta en superficie, excepto quizá, en aislados afloramientos esquistosos (Formación Punta Piedra) de dudoso origen, en la región de Guayaquil (Fig. 1). En el extremo norte existe evidencia gravimétrica de un cambio a un arco ensimático (Feininger, 1977). La Formación Macuchi se extiende, con poca variación litológica, desde el inmediato norte de la Falla Jubones (en el sur del Ecuador) (Zúñiga, 1980) hasta la frontera con Colombia y aún más lejos, donde se la conoce como Grupo Diabasa. El reciente mapeo indica que no existe un cambio litológico mayor a través de la zona de falla Pallatanga (Puná-Pallatanga-Riobamba) (Fig. 4) (Guevara, 1979), que anteriormente se lo consideró como el contacto tectónico entre la Macuchi y Celica (Feininger y Bristow, 1980; Hall y Calle, 1982).

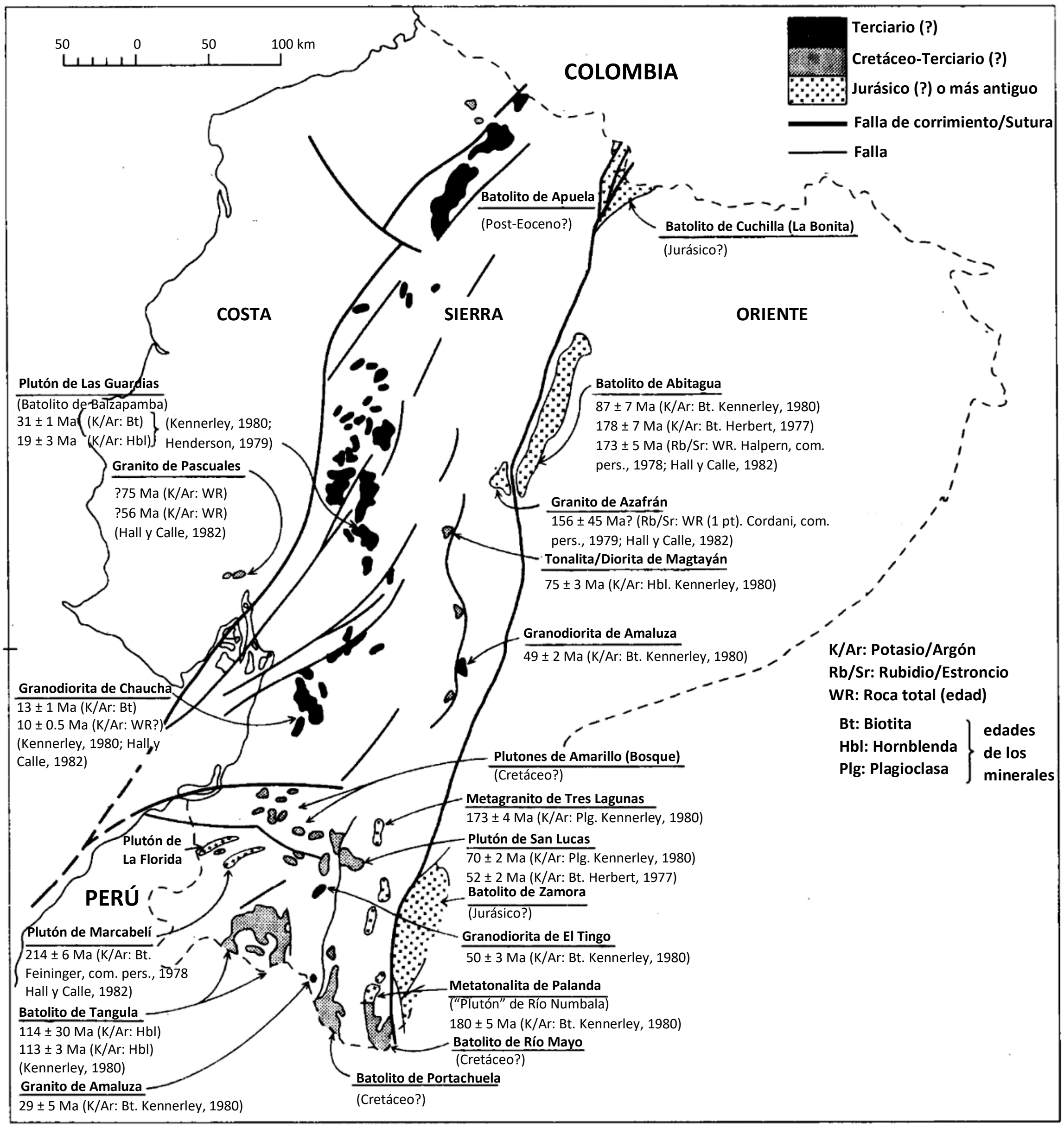


Fig. 3 Distribución y edades inferidas de rocas plutónicas en el Ecuador

Sin embargo, la Macuchi no es un simple ensamblado volcánico, continuo y de rumbo nor-noreste: la totalidad de la formación es Cretácica (Superior), y, en lugares, está sobreyacida por sedimentos fosilíferos maastrichtienses de la Formación Yunguilla (ver pág.9) y por volcanoclastos de la Formación Silante, que quizá son de edad pre-Maastrichtiense (Henderson, 1979). En otras localidades volcanoclastos tipo-Macuchi contienen faunas eocénicas asociadas con el desarrollo local de calizas (Echeverría, 1977; Henderson, 1979; Longo, 1980). La secuencia de arco volcánico, por tanto, se formó durante el período Cretácico Superior-Eoceno, talvez en dos fases de actividad separadas. Posteriormente debió haber sido (en el Eoceno Tardío u Oligoceno Temprano) emplazada tectónicamente (Feininger y Bristow, 1980), probablemente en una serie, con rumbo noreste, de "rebanadas" limitadas por fallas, parte *en echelon*, discontinuas, las cuales se bifurcaban de la sutura principal Guayaquil-Dolores (Fig. 4). Tales fallas debieron yuxtaponer en bloques adyacentes, a sucesiones sedimentarias de similar litología, pero de diferente edad (Fig.4 y Fig. 5; secciones 3, 4 y 5) (Baldock y Longo, 1982), pero se requiere trabajo más detallado para verificar esta interpretación. Este, ligeramente arqueado, generalizado rumbo de dirección norte sugiere que el antiguo y estabilizado cinturón metamórfico de la proto-Cordillera Real tuvo un rol importante en la configuración final del arco volcánico.

En el sur del Ecuador, el volcanismo cretácico parece haber sido principalmente subaéreo, con depositación en parte en un bloque paleozoico microcratónico positivo — la cordillera transversal Amotape-Tahuín (Kennerley, 1980) — y en parte en la depresión marina Cariamanga (parte de la cuenca noroccidental del Perú, Cobbing *et al.*, 1981). Las rocas volcánicas de la Formación Celica, que indican menos evidencia de una erupción submarina, están limitadas al área sur del sistema de fallas Jubones (Figs. 2 y 4), el cual es una estructura mayor (posiblemente una ramificación de la sutura Dolores-Guayaquil). La falla Jubones parece formar el límite septentrional de la deflexión de Huancabamba, y delimita el margen norte del bloque metamórfico, de edad Precámbrica a Paleozoica, Tahuín, compuesto de los Grupos Piedras y Tahuín (Feininger, 1978; Zúñiga, 1980). El arco volcánico cretácico está asociado con sedimentos marinos y volcanoclastos del Grupo Alamor (Formaciones Cazaderos y Zapotillo-Ciano) en el extremo suroccidental del Ecuador (Kennerley, 1973). Aparentemente continúa hacia el sur y alguna vez pudo haber estado unido al arco andesítico Casma en Perú (Hall y Calle, 1982), el cual también exhibe facies submarinas y subaéreas (Cobbing *et al.*, 1981). El Grupo Casma forma la cubierta del gran batolito costero de Perú (Cobbing *et al.*, 1981; y en el capítulo 6 de este volumen), el cual continúa por lo menos hasta el sur del Ecuador, donde se presenta como el Batolito Tangula de edad Cretácico Medio y otros cuerpos intrusivos relacionados (Fig. 3; Kennerley, 1973, 1980). Volcánicos del Paleoceno (Formación Sacapalca) en el graben Cariamanga, en el sur del Ecuador, también son correlacionables, hacia el sur, con el ciclo volcánico Antiguo Calipuy del norte peruano. Esta, generalizada, continuidad geográfica del volcanismo Cretácico-Paleoceno desde el Perú hasta Colombia, sugiere que el arco de la sección ecuatoriana, también se construyó como resultado de la subducción de un sistema de trinchera anterior (desde Perú hasta Colombia), más o menos continuo, localizado un poco al oeste (50-100 km) de la presente posición del arco volcánico cretácico en la Cordillera Occidental. Una interpretación más compleja, propuesta por Feininger y Bristow (1980), involucra tres zonas de subducción sucesivas, además de la creación y destrucción de una hipotética placa oceánica.

En el norte del Ecuador, los volcánicos de Macuchi están sobreyacidos por rocas volcanoclásticas (también lavas menores) rojizas a gris-verdosas de la Formación Silante, la cual tiene ~5400 m de espesor. Henderson (1979) reportó evidencia (*way-up*) de que la Silante subyace a lutitas maastrichtienses de la Formación Yunguilla (Fig. 5; sección 3) y es por lo tanto de edad Cretácico Superior; a pesar de que antes se pensaba que su edad era Paleoceno y sobreyacía a la Yunguilla (Savoyat *et al.*, 1970; Faucher y Savoyat, 1973; Bristow y Hoffstetter, 1977).

La Formación Yunguilla consiste de lutitas turbidíticas tipo flysch, limolitas y volcanoclastos, y rara vez calizas. Un miembro conglomerático (Cayo Rumi) cerca del tope de la Formación sugiere un ambiente de aguas más someras y una rápida erosión, de las rocas metamórficas, ubicadas hacia el este, de la proto-Cordillera. La Formación Yunguilla es de edad Maastrichtiense (Sigal, 1968; Savoyat *et al.*, 1970), pero puede incluir algunos sedimentos paleógenos. Aunque, Henderson (1979) consideró a la Yunguilla (también a la Macuchi) como una Formación fuertemente diacrónica; rocas volcanoclásticas y rocas carbonáticas con fauna eocénica, previamente asignadas a Yunguilla, son preferiblemente denominadas por separado (Feininger y Bristow, 1980). A pesar de aun no ser definidas estratigráficamente, se las ha llamado Formación Unacota (ver Longo, 1980); estos sedimentos eocénicos han sido mapeados en áreas muy restringidas (Baldock y Longo. 1980). Se requiere más estudio y nueva cartografía de la tipo-flysch Yunguilla de la Sierra, para esclarecer estas relaciones.

Numerosos cuerpos plutónicos intruyen a la secuencia del Cretácico Superior-Eoceno de la Cordillera Occidental. La mayor parte de intrusiones, al norte de la falla Jubones, son relativamente pequeñas y probablemente de edad Neógeno, a excepción del Batolito de Apuela en el norte del Ecuador (Fig. 3), que tiene contacto con calizas metamorfizadas de presunta edad Eoceno (Guzmán, 1980). Los plutones post-Eoceno de la Cordillera Occidental del Ecuador son relativamente distintos a los del batolito costero del Perú (Cobbing y Pitcher, 1972; Cobbing *et al.*, 1981; y Cobbing, capítulo 6 de este volumen).

Extensos depósitos volcánicos oligo-miocénicos (lavas y piroclastos andesíticos a riolíticos) del Grupo Saraguro (Formaciones Alausí, Saraguro, Loma Blanca, Chinchillo) cubren el sector sur de los Andes ecuatorianos. Algunos de los piroclastos fueron depositados en cuencas sedimentarias de agua-dulce que se desarrollaban dentro de la proto-Cordillera (Kennerley, 1980). En la cuenca de Cuenca (Liddle y Palmer, 1941; Bristow, 1973), lutitas y sedimentos arenáceos de la Formación Biblián y Grupos Azogues y Ayancay incluyen volcanoclastos subordinados; el carbón se desarrolló en la Formación Mangán del Grupo Ayancay (UNDP, 1969). Más al sur, secuencias (principalmente lacustres) similares (Formación Nabón y Grupo Quillollaco) están dentro de las cuencas Nabón, Loja y Malacatus (Kennerley, 1973; Bristow, 1976b). En el norte del Ecuador, conglomerados y sedimentos tobáceos (Grupo Chota) en la cuenca Chota (Hall *et al.*, en prensa) podrían ser de edad similar.

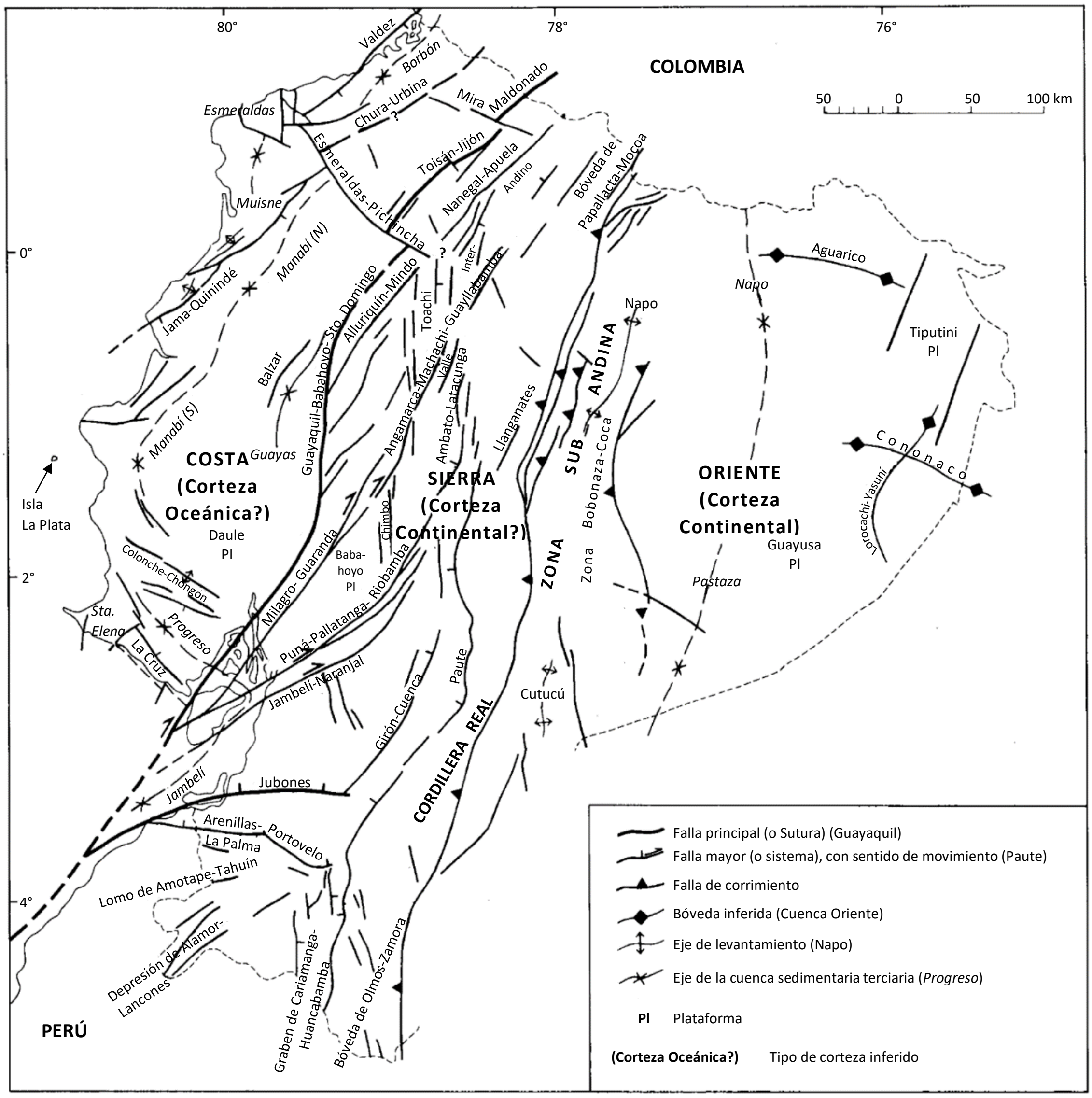


Fig. 4 Principales rasgos estructurales del Ecuador

Depósitos volcánicos del Neógeno Tardío y Cuaternario (por ejemplo, las lavas andesíticas y piroclastos de la Formación Pisayambo, en la Sierra central, y las extensas riolitas pleistocénicas e ignimbritas de la Formación Tarqui, al sur) cubren la mayor parte de la Cordillera. Los numerosos centros volcánicos y estratovolcanes mayores de edad Plioceno-Reciente, que dominan los Andes ecuatorianos, están confinados a la parte norte y central del país, pero continúan en el sur de Colombia (Hall, 1977). Depósitos de ceniza y piroclastos plio-cuaternarios (Formación Cangagua) rellenan el hundido Valle Interandino (Fig. 5; sección 5), en lugares a profundidades mayores a 1000m.

C. Geología de la Costa

La Costa representa una cuenca de ante arco del Cretácico Tardío-Terciario (o series de cuencas, formadas en el espacio arco-trinchera) subyacidas por volcánicos basálticos del Cretácico de la Formación Piñón, la cual está expuesta en los cerros Chongón-Colonche y Jama-Mache (Fig. 2). El término 'Piñón' (Tschopp, 1948) anteriormente tuvo un uso variado (ver Bristow y Hoffstetter, 1977), pero ahora es estrictamente aplicado a la secuencia de basaltos, piroclastos basálticos y asociaciones menores de sedimentos y volcanoclastos en la región costera del Ecuador (Feininger y Bristow, 1980; Baldock y Longo, 1982). El basamento Piñón de la Costa está inclinado y fallado (Fig. 5; secciones 1 y 2), pero no sustancialmente metamorfizado. Datos gravimétricos (Feininger, 1977) indican que la Piñón se caracteriza por anomalías Bouguer positivas extremadamente fuertes, por lo que no puede ser subyacida por corteza continental félsica. Análisis químicos muestran que los basaltos son toleíticos (Goossens y Rose, 1973; Goossens *et al*., 1977); podrían ser de un verdadero origen oceánico (Feininger y Bristow, 1980) o de un arco de islas primitivo (Henderson, 1979). El basalto Piñón, por tanto, o representa material del piso oceánico o directamente sobreyace corteza oceánica mesozoica, acrecionada a la placa continental Sudamericana.

En la mayor parte de la Costa, la Piñón es cubierta por una gruesa sucesión sedimentaria del Cretácico Superior y Terciario, que fue principalmente depositada en varias depresiones dentro del Geosinclinal Bolívar de rumbo NNE (Nygren, 1950), o en la cuenca de antearco que se extendía desde el NW de Perú hasta Panamá: la cuenca Progreso al sur de los cerros Chongón-Colonche; la elongada cuenca Manabí del centro de la costa ecuatoriana, está dividida en depocentros sur y norte (Fig 4.); y la cuenca Esmeraldas-Borbón en el norte, la cual continúa como la cuenca Tumaco del suroeste colombiano. Los basaltos Piñón están sobreyacidos por rocas sedimentarias y volcanoclásticas (tobas silicificadas y lutitas, con areniscas y aglomerados hacia la base) del Cretácico Superior (Senoniano-Maastrichtiano) de la Formación Cayo (Bristow, 1976a; Bristow y Hoffstetter, 1977), las cuales se correlacionan directamente con los volcánicos de arco de islas Macuchi de la Sierra (Feininger y Bristow, 1980), pero fueron depositadas al oeste de la sutura Guayaquil-Dolores en la cuenca antearco ensimática.

La sedimentación del Terciario en la Costa, comenzó en el Eoceno Medio con las calizas San Eduardo (y Ostiones) (Mills, 1968), las cuales son consideradas como redepositadas, y de origen turbidítico (Feininger y Bristow, 1980; Evans y Whittaker, 1981). Después de un período de pequeña o no depositación en el Oligoceno, la sedimentación se reanudó en el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, resultando en secuencias de hasta 9km de espesor en la cuenca Progreso del sur del Ecuador (Colman, 1966, 1970) y hasta 4km (en las cuencas Manabí y Esmeraldas-Borbón, ver abajo) en el Ecuador central y norte (Canfield, 1966; Faucher *et al*., 1971; Evans y Whittaker, 1981).

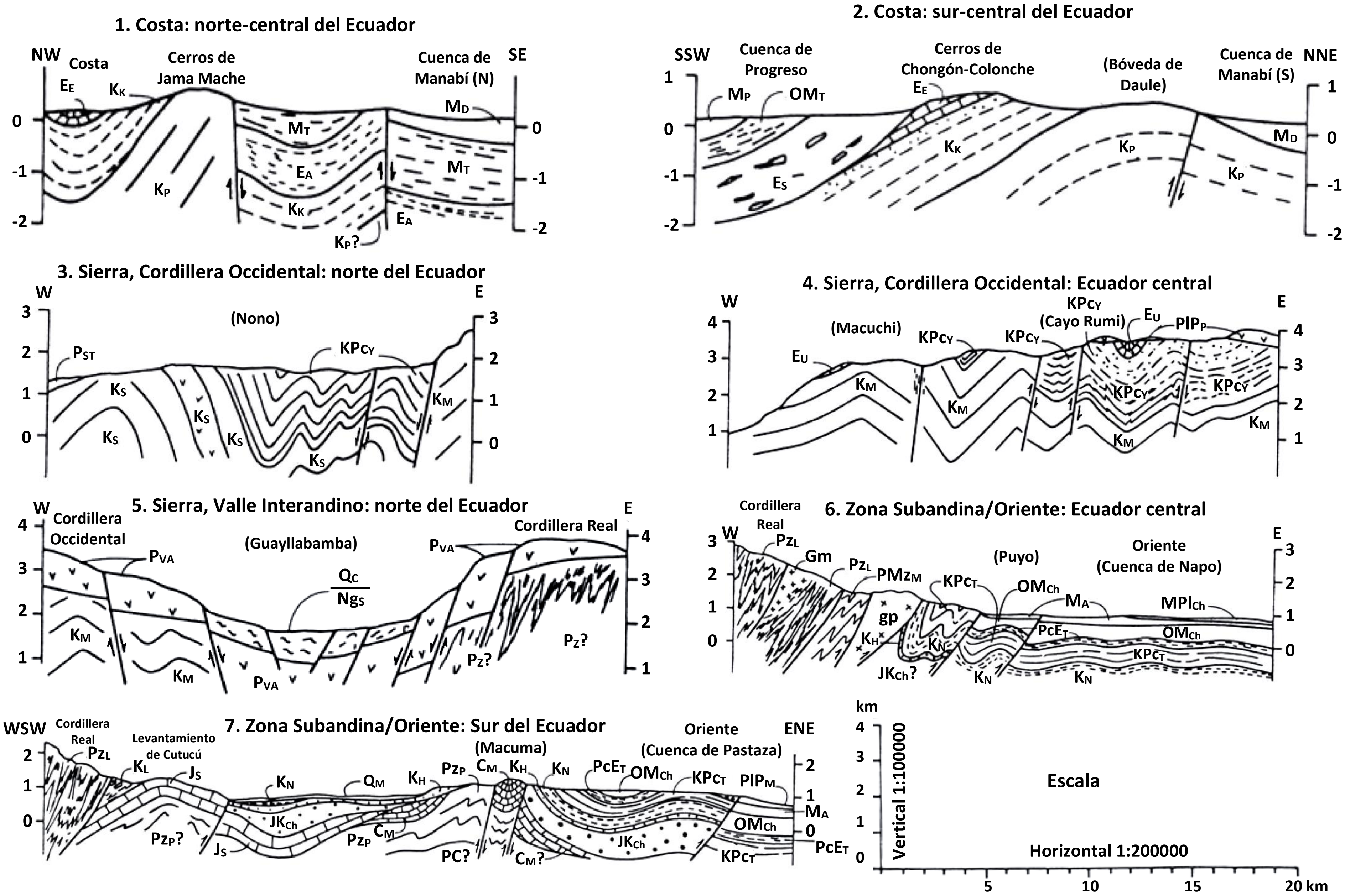


Fig. 5 Secciones esquemáticas que ilustran las diferencias en los estilos estructurales. Ver los símbolos estratigráficos en la Fig. 1 y la ubicación en la Fig. 2

El *slumping* submarino a escalas gigantescas dentro de la cuenca Progreso, en el Eoceno Tardío, condujo al emplazamiento del alóctono Complejo Olistostrómico Santa Elena (Paleoceno-Eoceno), en la Península de Santa Elena (Azad, 1964; Colman, 1970). Una breve descripción del complejo, y una interpretación de su origen y derivación ha sido realizada por Feininger y Bristow (1980). En las regiones de Manabí y Esmeraldas-Borbón, la sedimentación normal del Eoceno depositó secuencias de lutitas, areniscas y lodolitas de las Formaciones San Mateo-Punta Blanca y Zapallo (Mills, 1967; Evans y Whittaker, 1981). En la cuenca Borbón la Zapallo es sobreyacida (aparentemente en conformidad) por lodolitas y areniscas oligocénicas de la Formación Pambil (Evans y Whittaker, 1981).

De acuerdo con la extensa discontinuidad estratigráfica del Oligoceno Medio, los sedimentos del Oligoceno Tardío y Mioceno de la Formación Tosagua fueron depositados en las cuencas de Progreso y de Manabí: el Miembro, conglomerático/arenáceo, más inferior (Zapotal) está restringido a la región al sur de los cerros Chongón-Colonche (Bristow, 1975). El Miembro Dos Bocas (limolitas y lodolitas) se extiende sobre el límite Oligoceno-Mioceno y es sobreyacido por el Miembro Villingota (Bristow y Hoffstetter, 1977). La equivalente Formación Viche del Mioceno Inferior (lodolitas con delgadas capas de limolitas) fue depositada en la cuenca Esmeraldas-Borbón. El Grupo Daule del Mioceno Tardío-Medio (sedimentos arenáceos y argílicos de las Formaciones Angostura, Onzole y Borbón) está tanto en la región de Esmeraldas-Borbón como en la de Manabí (Bristow, 1976c). Al sur de los Cerros Chongón-Colonche, una gruesa secuencia de arenas, limos y arcillas (Formación Progreso) del Mioceno, fue depositada en la subsidente cuenca Progreso-Jambelí, la cual se formó por un mecanismo *pull-apart* que aún está activo (ver Shepherd y Moberly, 1981). La sedimentación continuó durante el Plio-cuaternario en algunas partes de la presente región costera (Formaciones Puná, Tablazo, Cachabí). En la Costa central y sur, el levantamiento del Neógeno de los cerros marginales, que representa el ascenso del basamento (*mid-slope basement high*) (Evans y Whittaker, 1981), provocó una migración hacia el este del eje de la depresión sedimentaria: por lo menos 1500m de material de piedemonte, laharítico y fluvial (Formaciones Balzar, San Tadeo y Pichilingue) fue depositado cerca de los levantados Andes, en la Cuenca Guayas-Golfo de Guayaquil.

En el norte del Ecuador, la secuencia terciaria en el sureste de la cuenca Borbón, aparentemente sobreyace a andesitas de arco de isla (Macuchi); no se conoce si las estribaciones andinas de esta región conforman en parte la Piñón, pero anomalías gravimétricas positivas (Feininger, 1977) sugieren que material de corteza oceánica subyacería a la Macuchi en esa área, lo que sería un resultado típico de una cuenca de antearco residual desarrollada “en corteza oceánica o corteza transicional, atrapada entre el macizo del arco y la zona de subducción” (Dickinson y Sealy, 1979; ver también Evans y Whittaker, 1981). En la Costa central (cuenca Guayas) los gruesos depósitos plio-cuaternarios de piedemonte ocultan el supuesto cambio abrupto de la litósfera félsica bajo la Cordillera Occidental, hacia el ambiente de corteza oceánica de la Costa (Figs. 2 y 4; ver también los datos gravimétricos en Feininger, 1977).

Además del muy pequeño Granito de Pascuales del Paleoceno-Eoceno, cerca de Guayaquil (Fig. 3), no se conocen otras rocas plutónicas en la Costa ecuatoriana; lo que resalta la diferencia entre este sector del margen Pacífico, comparado con la región del Perú al sur.

D. Geología de la zona marina y de las Islas Galápagos

1. *Plataforma continental y Trinchera*

De manera general, parte de la plataforma continental entre la presente línea de costa del Ecuador y la trinchera ha sido investigada (Aldrich, 1977; Lonsdale, 1978; Shepherd y Moberly, 1981). Los basaltos de la Piñón afloran en la Isla la Plata (Sheppard, 1927), lejos de la costa de Manabí (Fig. 4). Evidencia geofísica y de perforaciones (datos no publicados; Shepherd y Moberly, 1981) sugiere que las gruesas secuencias del Cretácico Superior y Cenozoico, similares a aquellas en el continente, se depositaron en varias (en parte limitadas por fallas) depresiones, dentro de las cuencas de antearco y de pendiente de trinchera. En el Golfo de Guayaquil, el rumbo NE-SW del sector de la cuenca Progreso continúa hasta el sur como la cuenca Jambelí-Tumbes, en la que más de 10000m de sedimentos terciarios fueron depositados (Olsson, 1932). La cuenca Jambelí (Golfo de Guayaquil) (ver Fig. 4) obscurece la importancia de la sutura Guayaquil-Babahoyo-Santo Domingo, que fue probablemente una falla transformante mayor (también llamada falla Guayaquil-Romeral; Fig. 6), que separa la corteza continental (placa Sudamericana) al este, de la antigua (Mesozoico) corteza oceánica (placa proto-Nazca) (Feininger y Bristow, 1980). Esta pieza antigua de corteza oceánica, aislada y parcialmente preservada y acrecionada contra la placa continental, limita al oeste con el sistema actual de trinchera. Estructuralmente el límite podría ser una zona de falla de corrimiento con imbricación (Lonsdale, 1978; Lonsdale y Klitgord, 1978) en la pendiente interna de la trinchera, lo que refleja la unión entre la inactiva corteza oceánica del Mesozoico y la expansiva/subductante corteza oceánica del Neógeno de la placa de Nazca (Fig.6) (Shepherd y Moberly, 1981).

2. Margen Pacífico

El margen de la cuenca del Pacífico, al oeste de la trinchera del Ecuador, está compuesto por litósfera oceánica del Mioceno y más joven (Placa de Nazca), formada en la zona de Rift Cocos-Nazca (o Galápagos), y sobreyacida por sedimentos pelágicos. Al oeste del golfo de Guayaquil y al sureste de la zona de Fractura de Grijalva, la parte del extremo norte de la trinchera Chile-Perú está subduciendo corteza del Eoceno Superior y Oligoceno (Fig. 6) generada en el antiguo sistema de expansión del levantamiento Galápagos (Menard *et al*., 1964; Lonsdale, 1978).

Al oeste de la trinchera, lejos del Ecuador central, yace la Cordillera submarina de Carnegie, la cual es interpretada como un rasgo volcánico asísmico formado ya sea mientras la placa de Nazca se movía hacia el este sobre el punto caliente de Galápagos (Hey *et al*., 1977), ya sea como un engrosamiento volcánico de la corteza oceánica durante una lenta expansión de la zona E-W del rift de Galápagos. La relativa naturaleza somera de la mayor parte de la trinchera ecuatoriana, resulta de la subducción de esta gruesa corteza oceánica al extremo este de la cordillera (Lonsdale, 1978). Hacia el sur, entre la Cordillera de Carnegie y la zona de Fractura de Grijalva, se encuentra una zona de corteza más delgada, más antigua y con superficie más lisa, presuntamente formada antes del desarrollo del punto caliente o durante una rápida expansión durante el Mioceno Medio (Macdonald y Mudie, 1974). Al norte de la cordillera de Carnegie (lejos del norte del Ecuador y sur de Colombia) existe una compleja zona de corteza oceánica del Mioceno Tardío-Plioceno, que fue generada por el desarrollo del reactivado eje de expansión, de rumbo E-W, y desplazada a lo largo de la zona de Fractura de Panamá y otras fallas transformantes, en el sector de la cuenca de Panamá (Fig. 6) (Lonsdale y Klitgord, 1978).

La Cordillera de Carnegie continúa (haciéndose más joven) hacia el occidente, y se une con la Cordillera de Cocosa unos 1000km al oeste del continente, para formar la Plataforma Submarina Galápagos (Holden y Dietz, 1972) en la que las Islas Galápagos se construyeron, hasta superar el nivel del mar, debido al volcanismo del Plio-Cuaternario sobre la zona de debilidad cortical (falla transformante fósil) o en un punto caliente (Rea y Malfait, 1974; Anderson *et al*., 1975).

3. Islas Galápagos

Las islas del Archipiélago de Galápagos se encuentran en la esquina norte de la placa Nazca, en la intersección de las cordilleras submarinas de Carnegie y de Cocos (Cox, 1975), casi en la mitad entre la costa sudamericana y el Levantamiento del Pacífico Oriental. Las Galápagos abarcan alrededor de 14 islas principales y numerosos islotes, todos compuestos, principalmente, de rocas volcánicas plio-cuaternarias, (McBirney y Williams, 1969; Nordlie, 1973), en gran parte derivadas de los 15 volcanes mayores que se elevan 4500m desde el piso oceánico o Plataforma Galápagos. Las islas han sido clasificadas en cinco grupos (Hall, 1977), de acuerdo con su edad y petrología; son principalmente volcanes en escudo (Banfield *et al*., 1956; Nordlie, 1973) o los remanentes parcialmente disectados, y compuestos por basalto toleítico pobres en olivino o de basaltos alcalinos olivínicos, a pesar de que un grupo distinto consiste en bloques levantados de basaltos submarinos más antiguos.

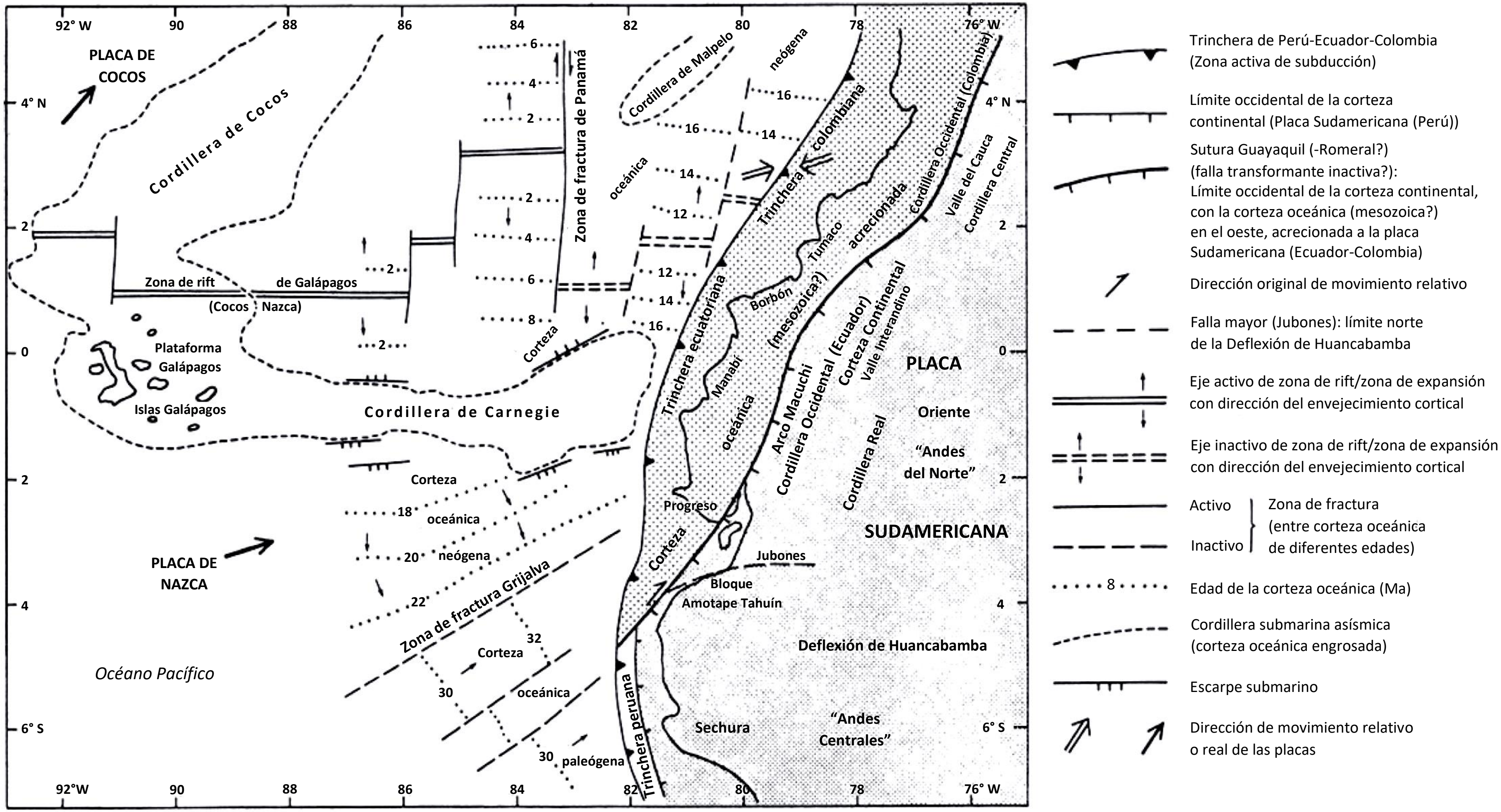


Fig. 6 Estructura tectónica del Ecuador (continente, piso oceánico e Islas Galápagos)

III. CORRELACIÓN Y GEOLOGÍA HISTÓRICA

Revisado ya el marco geológico de cada una de las regiones del Ecuador, se puede realizar un intento de correlacionar estos distintos ambientes, y presentar una posible historia de este sector del margen Pacífico.

A. Precámbrico y Paleozoico

Rocas cratónicas arcaicas, del Cratón Guyanés no afloran en el Ecuador, pero subyacen la epiplataforma sedimentaria en la cuenca Oriente. Rocas precámbricas (Grupo Piedras) afloran en una pequeña área en el Bloque Tahuín, quizá representando un relicto de terreno de rocas verdes.

Rocas metamórficas (esquistos y filitas) del Grupo Excelsior en la región del Arco de Olmos en la Cordillera (occidental) del norte de Perú, que forman una directa continuación de la Cordillera Real al sur del Ecuador, están claramente sobreyacidas por sedimentos fosilíferos del Triásico y probablemente también del Devónico (Cobbing *et al*., 1981), mientras que más al sur, en el Perú Central, se ha demostrado que los esquistos Excelsior son de edad pre-Ordovícico (Megard *et al*., 1971). Por tanto, se supone que las rocas metamórficas equivalentes de la Cordillera Real, por lo menos aquellas (en el extremo sur) del Grupo Zamora (Kennerley, 1973), quizá también aquellas de los Grupos Llanganates (Mortimer, 1980a) y Ambuquí, podrían ser sustancialmente del Paleozoico Inferior. Rocas metamórficas, probablemente de edad paleozoica, (Formación Capiro del Grupo Tahuín) están expuestas en el Bloque Tahuín, pero su relación con la Cordillera Real es incierta.

Sedimentos del Paleozoico Superior (Formaciones Pumbuiza y Macuma) fueron depositados en el Oriente, en el margen occidental del Cratón Guyanés; remanentes no metamorfizados están únicamente expuestos en el Levantamiento Cutucú y quizá a lo largo del flanco de la zona Subandina, podrían estar también bajo la cobertura mesozoica en el Oriente. Sedimentos contemporáneos, pero posiblemente de aguas más profundas, (e.g., Formación Margajitas), hacia el oeste, posteriormente pudieron ser deformados en conjunto con el núcleo del Paleozoico Inferior(?) de la Cordillera Real.

B. Mesozoico: Pre-Cretácico

Datos radiométricos (no publicados) confusos, para rocas recolectadas del centro (Baños) y norte (Papallacta) de la Cordillera Real, sugerirían un período de metamorfismo triásico. Entre el supuesto eje de la proto-Cordillera Real y el margen del cratón; se registra por primera vez depositación mesozoica en la Cuenca Oriente por los dominantes sedimentos continentales/de capas-rojas del Jurásico Superior (Formación Chapiza). En el Ecuador, aquello estuvo acompañado, y continuado en mayor parte, por la expansión de la actividad ígnea jurásica-cretácica (volcánicos Misahuallí y subvolcánicos Guacamayos). La intrusión de tres grandes batolitos a lo largo del límite de la Cordillera Real, pudo haber ocurrido antes (Jurásico Medio) o haber sido contemporánea (Hall y Calle, 1982).

C. Mesozoico: Cretácico

Las rocas más antiguas expuestas en la Costa y Cordillera Occidental (a excepción de las rocas metamórficas del Bloque Tahuín) son del Cretácico (Goossens y Rose, 1973; Bristow y Hoffstetter, 1977). Por consiguiente, prácticamente nada se conoce del ambiente geológico pre-cretácico del Ecuador, al oeste de la Cordillera Real. La presencia de rocas ultrabásicas y metamórficas de alta presión (Feininger, 1980), quizá de edad cretácica, hacia el norte de, o empujadas hacia el Bloque Tahuín, sugieren que las Fallas Jubones y Arenillas-La Palma (Fig. 4) pudieron ser expresiones superficiales de subducción cretácica o más anterior. Los primeros basaltos de la Piñón en la Costa, son probablemente de edad Cretácico Inferior más tardío y Cretácico Superior temprano (Bristow y Hoffstetter, 1977) y probablemente representan una capa superior de material cretácico del fondo oceánico (Feininger y Bristow, 1980; Hall y Calle, 1982).

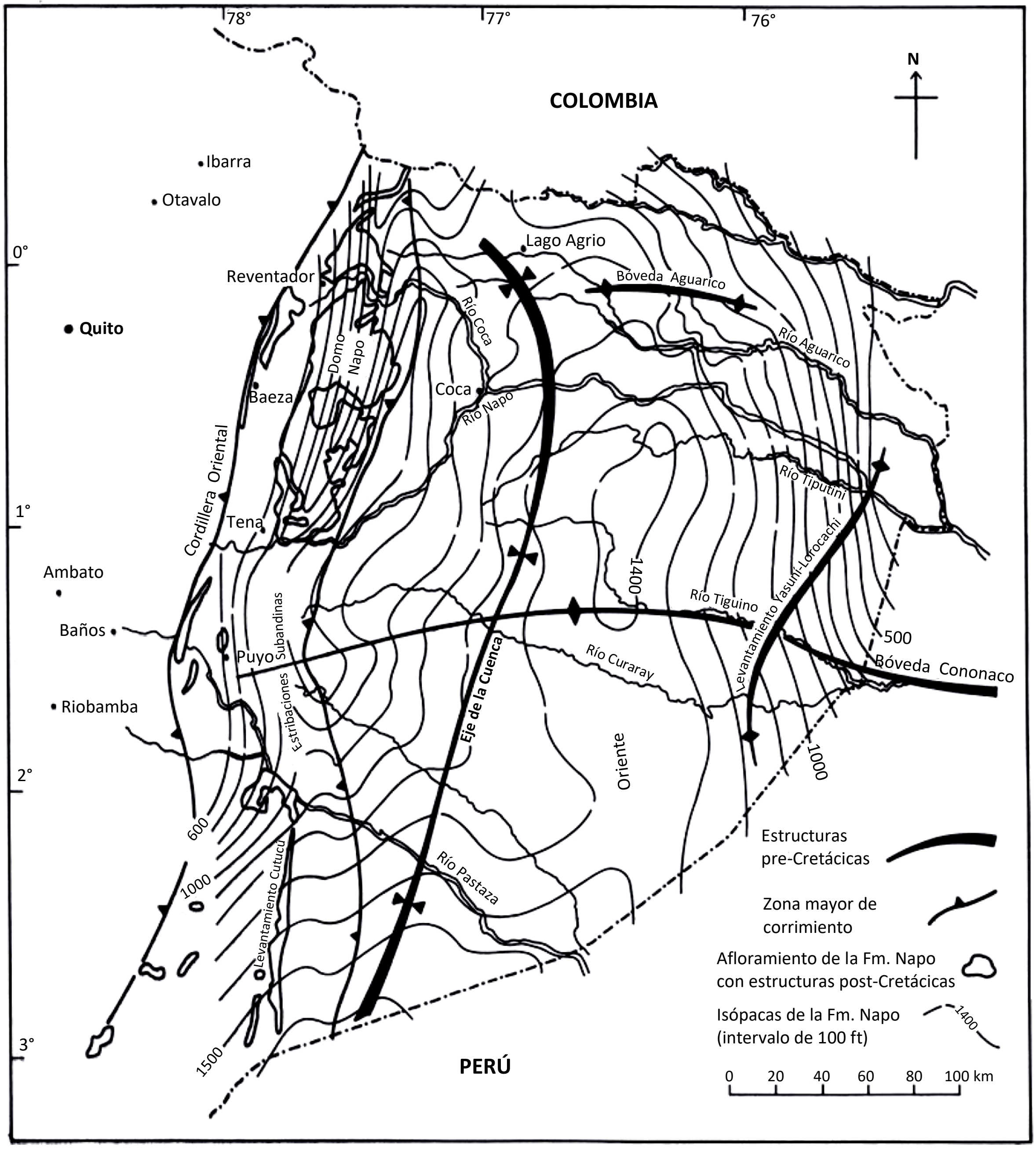


Fig. 7 Espesor y áreas de afloramiento de la Formación Napo, mostrando elementos estructurales pre-cretácicos y zonas de corrimiento post-cretácicas. Reproducido de Wilkinson (1982).

Rocas cretácicas del Aptiense y más jóvenes, son consideradas como depositadas en un par geosinclinal acoplado, separado por el eje positivo Bóveda de Olmos – proto-Cordillera Real. La cuenca miogeosinclinal, antepaís (o trasarco) del Oriente, recibió principalmente una secuencia no volcánica clástica/carbonática: las Formaciones Hollín y Napo (Fig. 7, reproducido de Wilkinson, 1982), que se encuentran entre el Aptiense y Maastrichtiense Medio (Wilkinson, 1982; Whittaker y Hodgkinson, 1979). Evidencia decisiva, resumida por Wilkinson (1982), indica que incluso durante el Cretácico Superior temprano, la Cuenca Oriente estuvo delimitada en el oeste por el positivo, aunque no necesariamente emergente, eje de la proto-Cordillera, en lugar de aguas abiertas y profundas (Fig. 8, reproducida de Wilkinson, 1982; ver también Fig. 9 reproducida de Kennerley, 1980; Feininger, 1975; y Feininger y Bristow, 1980, para una anterior vista).

El arco volcánico empezó su desarrollo en la rápidamente subsidente (eugeosinclinal) cuenca, al oeste del eje positivo de la Cordillera Real, en el Cretácico Inferior tardío o Cretácico Superior muy temprano. Los primeros productos son posiblemente volcánicos subaéreos (Formación Celica) que sobreyacen parte del bloque Tahuín, y sus equivalentes marinos depositados como una sucesión volcano-sedimentaria (Grupo Alamor del Aptiense-Campaniense), en la Depresión Lancones-Alamor (parte de la cuenca peruana al noroeste) del extremo suroeste ecuatoriano (Fig. 9; de Kennerley, 1980). Estos volcánicos y piroclastos indican una relación hacia el sur con el Arco Casma en Perú, el cual es dominantemente Albiense (a Cenomaniense) en edad, en mayor parte marino, pero parcialmente subaéreo, y además claramente delineado hacia el este (Cobbing *et al*., 1981).

Hacia el norte, a lo largo de la Cordillera Occidental, el arco de islas andesítico y los volcanoclastos de la Formación Macuchi son indudablemente del Cretácico Superior (y Paleógeno) en su tope; su edad inferior es desconocida, aunque podría ser tan temprana como el Cenomaniense (Henderson, 1979, Fig. 4), quizá incluso Albiense. A pesar de que, obviamente es un poco diacrónica en su extensión, la posible correlación de la Macuchi (Inferior?) con la Celica y por lo tanto con el Arco Casma del Perú, sugiere una continuidad del volcanismo de arco cretácico, desde Perú hasta Colombia, todo relacionado a una zona de subducción buzando hacia el este (pero ver Feininger y Bristow, 1980, para una interpretación diferente). Los sedimentos asociados con los volcánicos Macuchi (Miembro Chontal) están dispersos en el norte del Ecuador: aparentemente continúan hacia el norte (como la Formación Espinal (Cretácico Superior) del Grupo Dagua) hacia Colombia (Barrero, 1979). Los volcánicos Macuchi, probablemente, ahora yacen sobre basamento siálico: anomalías gravimétricas negativas muy altas son características de la mayor parte de la Cordillera Occidental del Ecuador. Sin embargo, al norte de la falla Esmeraldas-Pichincha (Fig. 4) el arco Macuchi descansaría directamente sobre corteza oceánica, dando como resultado valores gravimétricos positivos, que continúan hacia el norte en la Cordillera Occidental de Colombia (Feininger, 1977). En la Costa una gruesa secuencia volcano-sedimentaria (Formación Cayo) que sobreyace directamente a los basaltos Piñón, fue depositada en una cuenca antearco, ensimática, en desarrollo (Fig. 9), en el espacio arco-trinchera, y es el equivalente lateral de la Formación Macuchi (Feininger y Bristow, 1980).

Para finales del Cretácico y a inicios del Terciario, la mayor parte de la proto-Cordillera Real era ya emergente y afectada por la erosión, siendo la fuente del material clástico depositado en la Cuenca oriente (Formación Tena) y en las cuencas (¿discontinuas?) intra-arco de la Sierra (lutitas de facies flysch de Yunguilla y conglomerados de Cayo Rumi) (Fig. 10; reproducida de Kennerley, 1980).

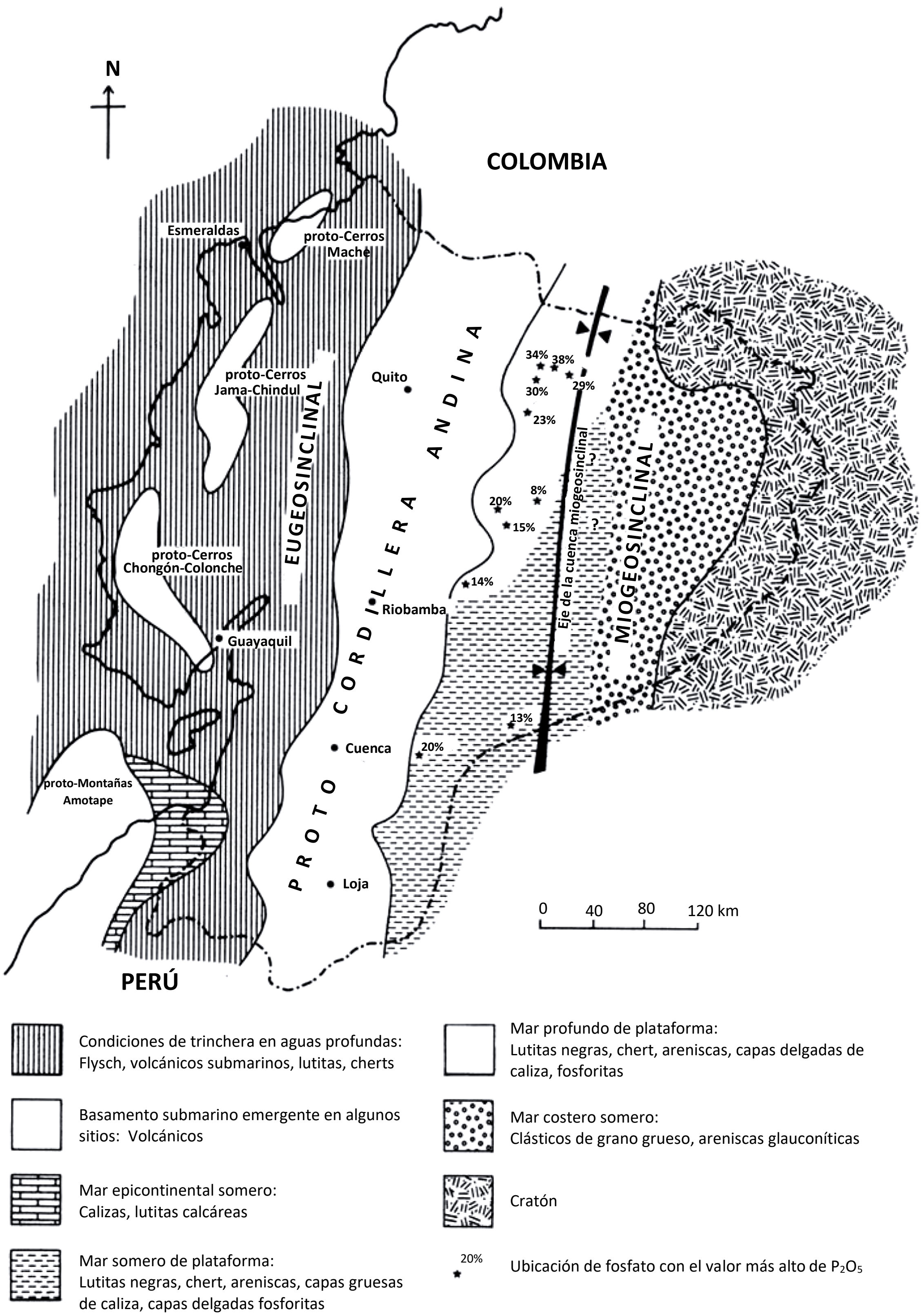


Fig. 8 Mapa paleogeográfico y de litofacies (no-palinspástico) del Ecuador del Cretácico Superior, mostrando la supuesta relación entre las cuencas deposicionales y la proto-Cordillera. Reproducido de Wilkinson (1982).

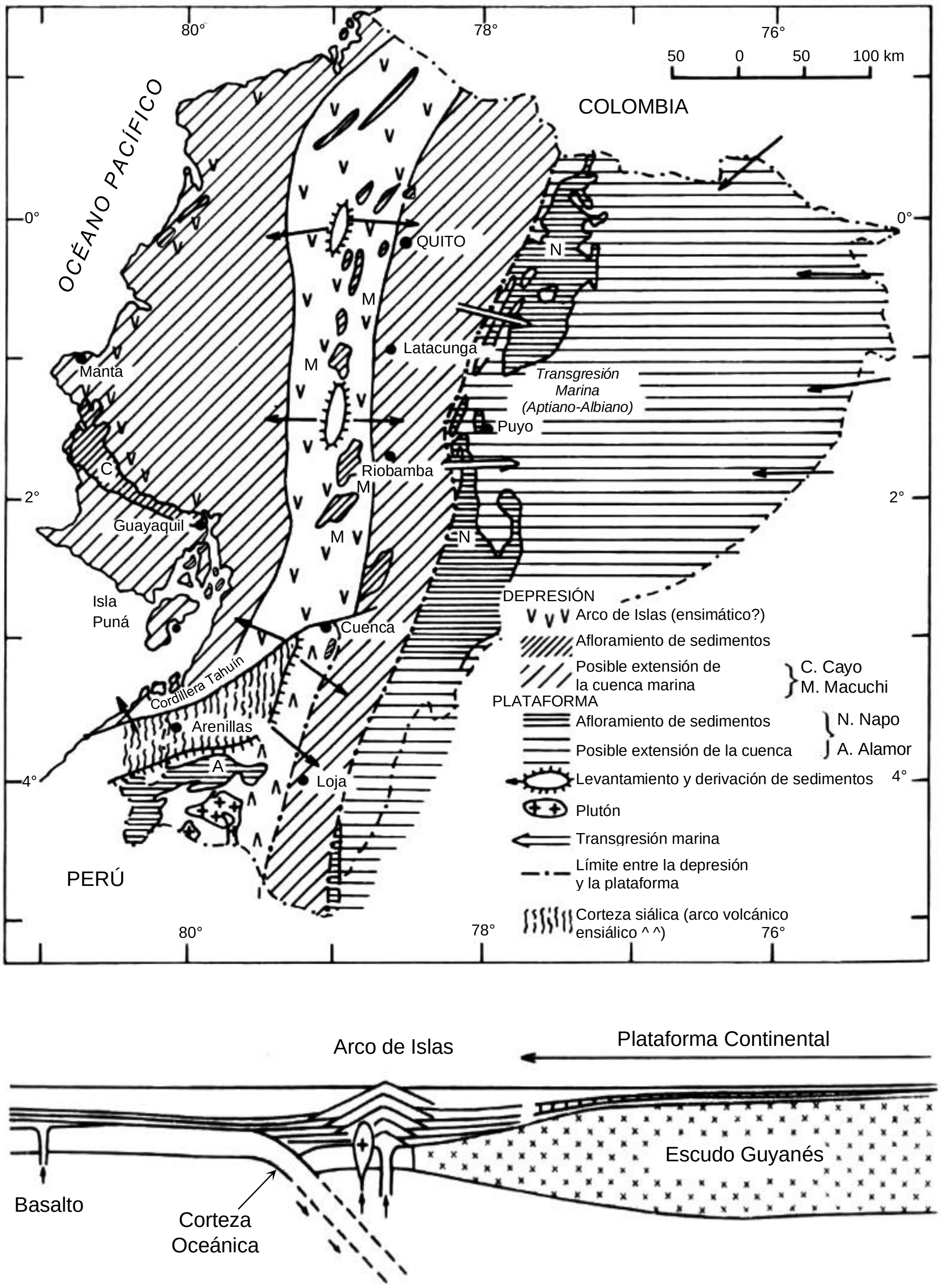


Fig. 9 Mapa paleogeográfico y de afloramientos de rocas cretácicas (Aptiense a Campaniense), con su interpretación tectónica. Reproducido de Kennerley (1980)

D. Terciario: Pre-Oligoceno

La ausencia de, sin alguna duda, rocas autóctonas del Paleoceno, en la mayor parte del Ecuador, sugiere un período de deformación y/o levantamiento en el Terciario Inferior. La fase Inca o Peruana de la Orogenia Andina se desarrolló con mayor intensidad hacia el sur, en el Perú (Cobbing *et al*., 1981). Estuvo acompañada o seguida por plutonismo y volcanismo (Formación Sacapalca) en el sur de la Sierra, y pudo haber afectado al cinturón cordillerano ecuatoriano (por ejemplo, el metamorfismo de las filitas y metavolcánicos del Grupo Paute).

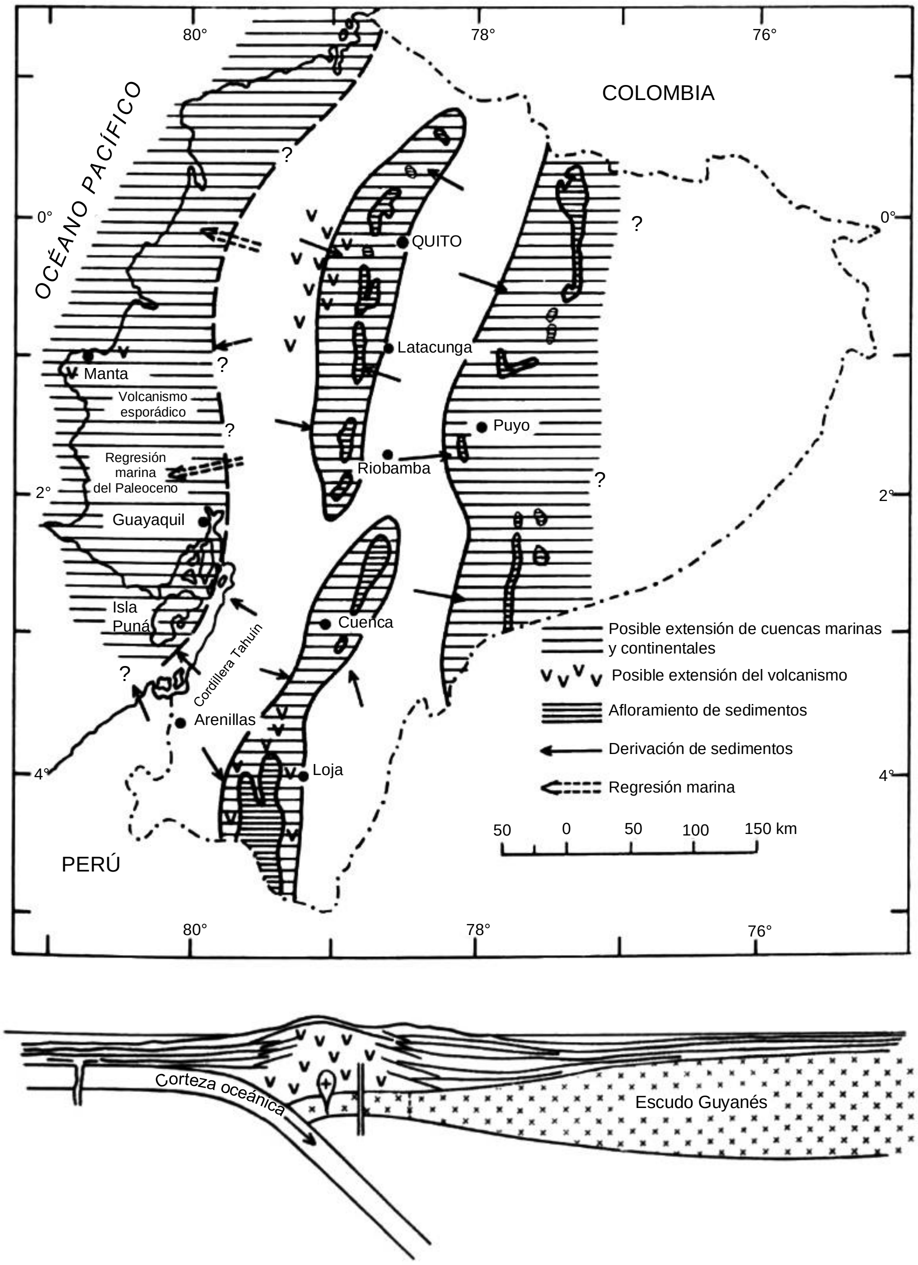


Fig. 10 Mapa paleogeográfico y de afloramientos de rocas del Maastrichtiense-Paleoceno. Reproducido de Kennerley (1980)

Las cuencas sedimentarias antearco del Terciario Inferior de la Costa siguieron siendo separadas de la Cuenca trasarco Oriente, no solo por el mismo, periódicamente inactivo, arco volcánico, sino también por el emergente macizo de la proto-Cordillera Real. Capas rojas de sedimentación (Formación Tiyuyacu) permanecieron dominantes en el Oriente, calizas arrecifales, a veces intercaladas con volcánicos, se desarrollaron en las cuencas intra-arco en el Eoceno Medio (Formación Unacota), mientras que flysch calcáreo turbidítico, derivado de estos arrecifes periféricos, fue depositado en cuencas antearco de aguas más profundas, en la presente región costera (Calizas San Eduardo, Ostiones). Durante el Eoceno Superior la cuenca costera de antearco era una zona inestable que desarrolló tres mayores (y varios menores) depocentros (Fig. 11; reproducida de Kennerley, 1980). Rocas alóctonas del Cretácico-Eoceno (Complejo Olistostrómico de Santa Elena) fueron depositadas caóticamente en la profunda cuenca Progreso (Colman, 1970; Feininger y Bristow, 1980), mientras que sedimentación turbidítica más normal, continuó en la cuenca Manabí (Formación San Mateo) y en la cuenca Esmeraldas-Borbón (Formación Zapallo).

El diastrofismo del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano, correlacionado con la fase 1 Quechua del ciclo orogénico Andino en el Perú (Cobbing *et al.*, 1981), principalmente afectó a la Sierra. El plegamiento, quizá acompañado de metamorfismo de bajo grado, fue importante localmente, además el plutonismo era extenso. El plegamiento y fracturamiento de la secuencia del Cretácico-Terciario Inferior ocurrió, en su mayor parte, durante el emplazamiento tectónico del arco volcánico Macuchi contra la proto-Cordillera. El atascamiento del sistema de subducción del Cretácico Tardío-Paleógeno condujo al establecimiento de una nueva zona de Benioff, buzante hacia el este, ubicada más hacia el oeste (Fig. 11; reproducida de Kennerley, 1980) — el llamado “salto” de trinchera. El levantamiento y los sobrecorrimientos menores empezaron a lo largo de la zona de falla Subandina, contribuyendo a la elevación de los proto-Andes y la formación de cuencas, la mayor parte miocénicas, intra-montanas de agua dulce, principalmente en el sur del Ecuador (Figs. 11 y 12; reproducidas de Kennerley, 1980).

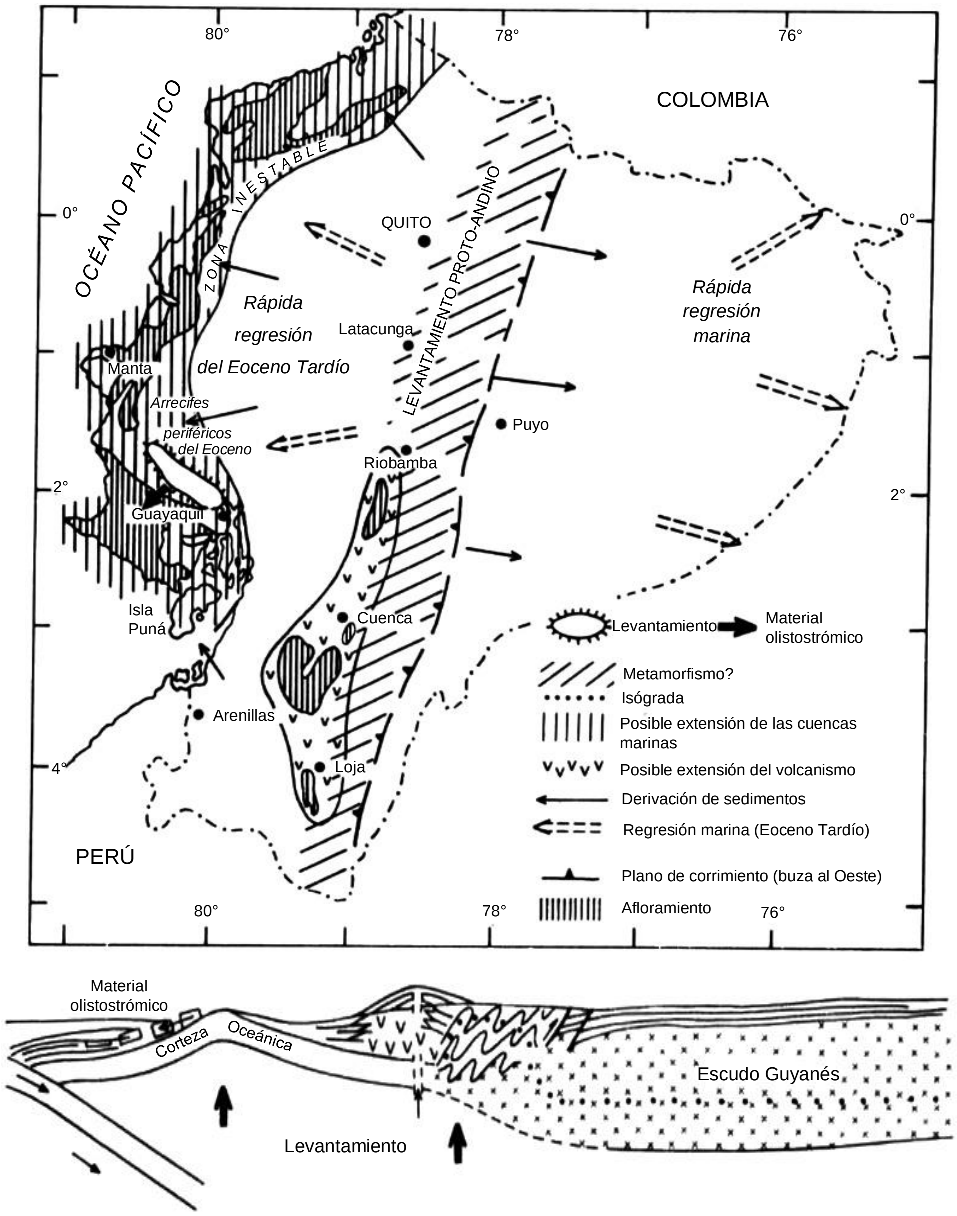


Fig. 11 Distribución de rocas del Eoceno-Oligoceno y reconstrucción paleogeográfica de las principales características de la orogenia del Eoceno Tardío, con un “salto” interpretado en dirección oeste de la posición de la zona de subducción. Reproducido de Kennerley (1980)

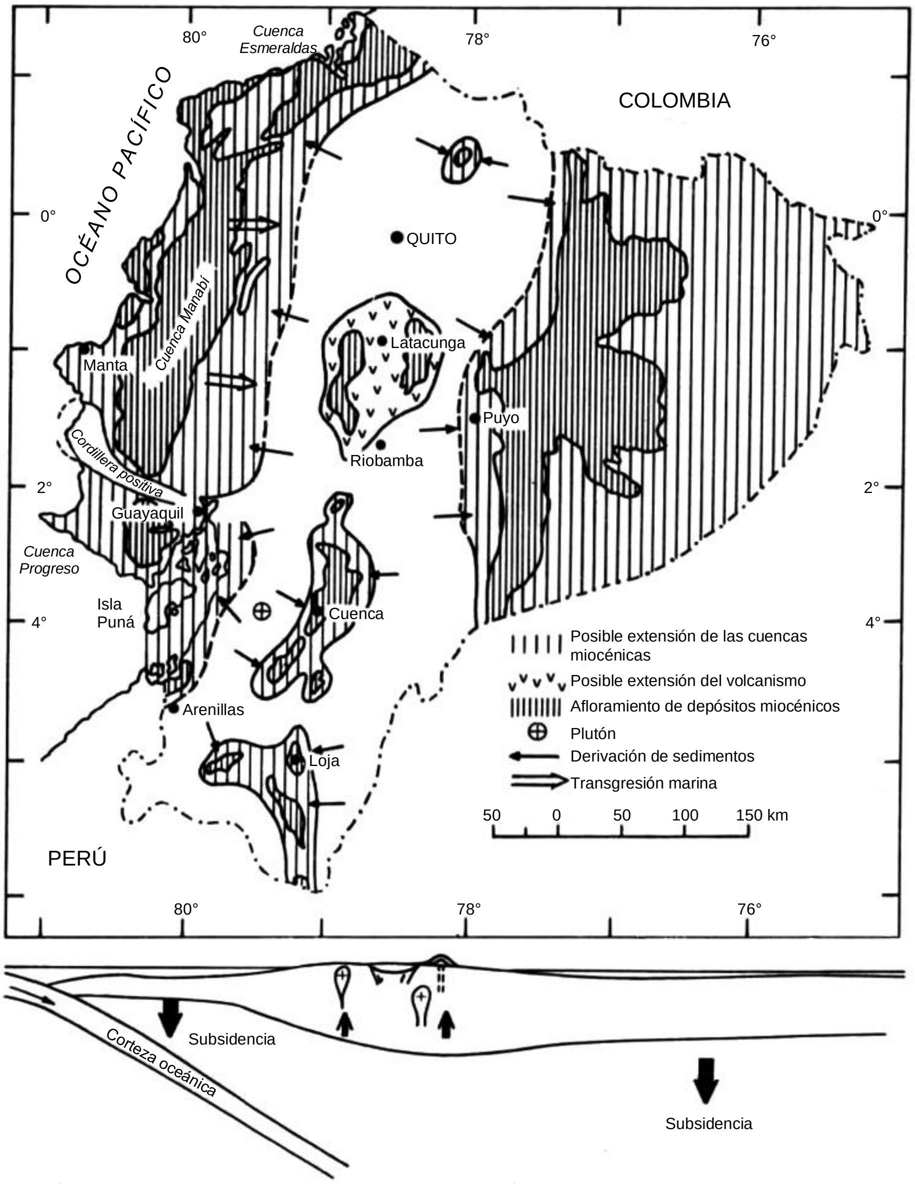


Fig. 12 Mapa de afloramientos y reconstrucción paleogeográfica del Mioceno. Reproducido de Kennerley (1980)

E. Terciario: Orogenia post-Eoceno

El volcanismo se reanudó en el sur y centro de la Sierra durante el Oligoceno Tardío, y continuó en los tiempos del Mioceno (Grupo Saraguro, incluyendo las Formaciones Alausí, Saraguro, Loma Blanca, y Chinchillo), pero en el norte no existe evidencia de actividad volcánica hasta el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (Formación Pisayambo). La sedimentación ocurrió desde el Oligoceno Tardío, durante todo el Mioceno y hasta el Plioceno, en los depocentros Progreso, Manabí y Esmeraldas-Borbón, dentro de la cuenca de antearco de la Costa (Formaciones oligo-miocénicas Tosagua y Viche; Formación Progreso y Grupo Daule del Mioceno Medio a Tardío), así también en la cuenca trasarco del Oriente (Formaciones Chalcana, Arajuno-Curaray y Chambira) (Fig. 1 y Fig. 12; reproducidas de Kennerley, 1980). Los sedimentos miocénicos fueron depositados en las cuencas inter-montanas de la progresivamente elevada Cordillera (Bristow, 1973; Kennerley, 1973) y el plutonismo, evidentemente, se extendió a lo largo de la Cordillera Occidental (Fig. 3). Mucho de este masivo levantamiento de los Andes ecuatorianos pertenece al Neógeno Tardío, quizá como una respuesta final al engrosamiento cortical del Cretácico-Mioceno, resultando en una depositación volcano-sedimentaria y un asociado subplacamiento (*underplating*). En el cinturón de plegamiento subandino de trasarco, las etapas tardías de deformación causaron el plegamiento de sedimentos miocénicos e incluso condujeron al levantamiento de Cutucú y Napo. El arqueamiento de la levantada Sierra, reintrodujo un régimen tensional en el Mioceno Tardío, que provocó el desarrollo del Valle Interandino, limitado por fallas normales reactivadas (Figs. 4 y 5).

F. Plio-Cuaternario

El continuo volcanismo plio-pleistocénico produjo gruesas secuencias de cobertura de lava y piroclastos (Formaciones Pisayambo y Tarqui). La erosión en la Sierra produjo la acumulación de gruesos depósitos laharíticos, de piedemonte y terrazas sobre las regiones subandinas y occidentales del Oriente (Formación Mera y depósitos Mesa). El levantamiento de los cerros costeros (*mid-slope basement high*) (Evans y Whittaker, 1981), ocasionó que el eje de depositación en la Costa se desplace hacia el este, más cercano a la Sierra, de manera que una gruesa secuencia cuaternaria (~1500m), ocupa la cuenca Guayas (Fig. 13; reproducido de Kennerley, 1980) y continúa hacia el sur en la cuenca pull-apart del Golfo de Guayaquil, en donde aún ocurre sedimentación.

En el mar, la lenta formación de corteza oceánica del Neógeno a partir del eje de expansión E-W (Galápagos o Cocos-Nazca) construyó la gruesa Cordillera de Carnegie: volcanismo marino renovado, plio-cuaternario, principalmente submarino en una región de debilidad cortical condujo a la formación de numerosos volcanes en escudo, cuyas cimas son las Islas Galápagos. La subducción bajo el sistema actual de trinchera, se refleja en la continua actividad volcánica en los Andes ecuatorianos hasta la actualidad, con el desarrollo de dos cinturones de estratovolcanes mayores, siendo los más activos aquellos localizados al este, a lo largo de la Cordillera Real y la zona Subandina (Hall, 1977), además de la depositación de gruesas capas de ceniza (50-80m).

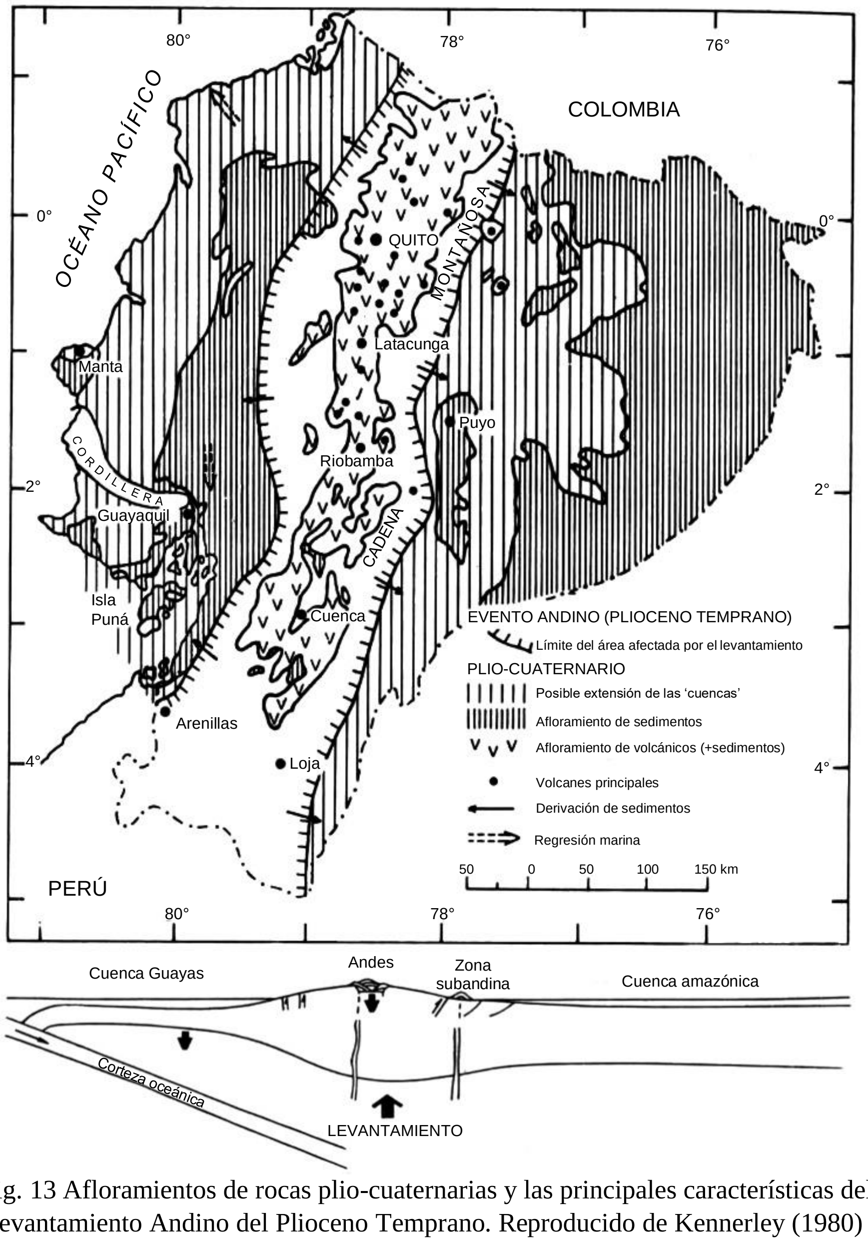


Fig. 13 Afloramientos de rocas plio-cuaternarias y las principales características del levantamiento Andino del Plioceno Temprano. Reproducido de Kennerley (1980)

IV. INTERPRETACIÓN TECTÓNICA RESUMIDA

La geología del Ecuador exhibe tanto similitudes como diferencias comparadas con la de Perú al sur y la de Colombia al norte. Para presentar un resumen de la interpretación tectónica es necesario esquematizar un balance entre la continuidad de la cadena montañosa Andina con sus cuencas o plataformas sedimentarias laterales, y la segmentación transversal que es característica del margen occidental de Sudamérica (Sillitoe, 1974; Cobbing *et al.*, 1981). La mayor parte de los Andes centrales y del norte, tiene un núcleo de presuntas rocas metamórficas antiguas (Precámbrico a Paleozoico), marginales al Cratón arcaico. Vestigios precámbricos y paleozoicos en el lado costero del cinturón orogénico (Macizo de Arequipa, Bloque Amotape-Tahuín), varían ampliamente en edad, pero sugieren que la Cordillera Occidental de los Andes, al menos hacia el norte hasta el Golfo de Guayaquil, probablemente aún más al norte (Falla Pichincha-Esmeraldas; Fig.4), es subyacida por una gruesa litósfera continental. Relaciones en el bloque Tahuín sugieren que partes de éste representarían remanentes de un terreno precámbrico de rocas verdes, típico de otros núcleos cratónicos.

Al noroeste de la sutura Guayaquil-Dolores, corteza oceánica mesozoica, aislada e inactiva, subyace el occidente de Ecuador y Colombia, ésta es una importante diferencia entre los Andes Centrales (Perú-Ecuador) y los Andes del Norte (Ecuador-Colombia). El bloque transversal Tahuín y las fallas mayores de rumbo E-W (Jubones, Arenillas-La Palma; Fig. 4) son consideradas como los límites norte de la poco definida deflexión de Huancabamba, que separa los dos segmentos andinos mayores; pero, es la sutura de rumbo NNE Guayaquil-Dolores, la que se considera que sigue la base (o flanco occidental) de los Andes en la mayor parte del Ecuador, separando litósfera continental al este, de la antigua corteza oceánica al oeste (ver Fig. 6).

La sutura Guayaquil-Dolores representaría una antigua falla transformante dextral, probablemente unida al sistema de Fallas Romeral en Colombia (Feininger y Bristow, 1980). Evidentemente fue un complejo rasgo cortical con numerosas fallas subordinadas (tipo cola de caballo) (Jubones, Jambelí-Naranjal, Puná-Pallatanga, Milagro-Guaranda, Alluriquín-Mindo, y otras fallas) que cortaron el arco volcánico (Fig. 4). En el norte de Ecuador-sur de Colombia, el arco (Macuchi-Grupo Diabasa) cretácico cambia de ensiálico a ensimático, en parte en otro quiebre tectónico mayor que podría estar expresado superficialmente por la falla transversal (NW-SE) Esmeraldas-Pichincha (Fig.4). Pequeños cuerpos ultrabásicos tectónicamente emplazados, asociados con algunas estructuras corticales mayores de fallamiento con rumbo NE, podrían ser *slivers* de material de piso oceánico (Hall y Calle, 1982) quizá representando remanentes de una ofiolita desmembrada (Juteau *et al.*, 1977). Datos gravimétricos sugieren que en el Golfo de Guayaquil el desplazamiento dextral total a través del extremo sur de la sutura Guayaquil-Dolores es de alrededor de 80-100km (Shepherd y Moberly, 1981).

En el Paleozoico y Mesozoico Temprano, probablemente, hubo poca distinción entre la sección ecuatoriana del cinturón proto-Andino y las regiones del norte y sur. Para el Mesozoico Medio o Tardío una cuenca miogeosinclinal o plataforma antepaís tenía aún sedimentación periódica en el oeste del Escudo Guyanés. Fue separada del arco volcánico en desarrollo y de una profunda cuenca (eugeosinclinal) de antearco, más al occidente, por ejes estructuralmente positivos con núcleos de antiguas rocas metamórficas, como el Geoanticlinal Marañón y el Arco de Olmos en el norte de Perú (Cobbing *et al.*, 1981; Fig. 6 ahí), la proto-Cordillera Real en el Ecuador (Fig. 8; reproducida por Wilkinson, 1982), el Macizo Garzón y la ancestral Cordillera Central en Colombia. Se considera que el cambio en el rumbo de estos antiguos ejes positivos, de noroeste en Perú a nor-noreste en Ecuador y Colombia, es el resultado del levantamiento de arqueados-sublineales cinturones móviles paleozoicos (o más antiguos).

En el Cretácico, el margen occidental de la placa continental Sudamericana estaba limitado por corteza oceánica mesozoica, que era subducida en dirección noreste bajo ésta. A lo largo de la sección ecuatoriana de ese sistema de trinchera, el ángulo de convergencia era muy oblicuo respecto al rumbo NNE del margen continental, resultando en la formación de una falla transformante mayor (sutura ancestral Dolores-Guayaquil) en el límite de placas a lo largo y debajo de la corteza oceánica que era "transductada".

El volcanismo del Paleoceno (Grupo Sacapalca) estaba restringido al graben Huancabamba-Cariamanga entre el emergente, positivo basamento del bloque Tahuín y la proto-Cordillera en el sur del Ecuador, pero estaba extendido en Perú (Grupo Antiguo Calipuy, Cobbing *et al*., 1981). Al norte del Golfo de Guayaquil la convergencia de la trinchera del Terciario Medio virtualmente terminó, pero el volcanismo se reactivó en el Eoceno. La fase final de transducción de la corteza oceánica mesozoica, que debió en parte estar cubierta por volcánicos cretácicos (y eocénicos?), a lo largo del margen continental, quizá condujo al desarrollo de series de fallas dextrales que cortaron las secuencias del arco volcánico y los emplazaron, durante el Eoceno Tardío u Oligoceno Temprano, contra el profundamente enraizado cinturón metamórfico de la proto-Cordillera Real.

La fase tectónica del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano (Fase 1 Quechua en Perú; ver Cobbing *et al.*, 1981) fue causada por el desarrollo de un nuevo sistema de subducción que en parte es el resultado del atasco de un antiguo sistema de subducción y en parte por la reorganización de placas corticales en el Pacífico en ese tiempo (Herron, 1972). Se desarrolló una trinchera, más hacia el océano, aislada de la región inactiva de corteza oceánica (mesozoica) que sería acrecionada a la placa continental. La subducción en esta nueva trinchera condujo al volcanismo subaéreo del Oligo-Mioceno (Grupo Saraguro) en el cinturón proto-Andino; la erosión contemporánea permitió continuar la sedimentación de gruesas capas de clastos en las cuencas de antearco y trasarco, así como en las depresiones intermontanas.

La posterior reorientación del sistema de placas del Pacífico ocurrió en el Neógeno Tardío (Rea y Malfait, 1974; Lonsdale y Klitgord, 1978), resultando indirectamente en el levantamiento Andino (Fase 2 Quechua en Perú), con una breve fase compresional causando corrimientos hacia el este, especialmente en el cinturón de trasarco de plegamientos/corrimientos. Sin embargo, la deformación y levantamiento por tectonismo vertical en un régimen tensional (arqueando el orógeno Andino) fue dominante y muchas de las antiguas zonas dextrales de cizalla se reactivaron, principalmente como fallas con un sentido vertical (normal) de movimiento, en especial a lo largo del valle Interandino, entre las dos Cordilleras.

En conclusión, podría sugerirse que varias e importantes diferencias geotectónicas entre los Andes centrales (desde Perú hasta el sur del Ecuador) y los Andes del norte (Ecuador-Colombia) pueden ser atribuidas, en parte, al cambio de subducción normal convergente de ambas placas oceánicas: Nazca y proto-Nazca bajo el sector central de los Andes, comparado con la transducción del piso oceánico mesozoico (placa proto-Nazca) a lo largo del margen continental de los Andes del Norte. La convergencia renovada, originada de una trinchera más al occidente, ocurrió entre la corteza oceánica del Neógeno y la inactiva, antigua corteza oceánica acrecionada a la placa continental Sudamericana.

La razón de la convergencia muy oblicua, hacia el norte de la principal curva (Deflexión de Huancabamba) en los Andes, podría ser encontrada en el rumbo de, hasta ahora poco definidos, cinturones sublineales paleozoicos (y más antiguos) de plegamiento, alrededor de los bordes suroccidentales y noroccidentales del núcleo cratónico precámbrico del norte de Sudamérica. Esta interpretación atribuye a la configuración de estos rasgos paleozoicos y precámbricos tales diferencias entre los Andes Centrales y del Norte, como rocas metamórficas más antiguas y abundantes plutones cretácicos/paleógenos en el sur, comparados con la corteza oceánica (ofiolitas?) y plutones no granitoides en el norte; convergencia destructiva en Perú comparada con la “acreción en Ecuador-Colombia; rejuvenecimiento magmático hacia el este, como resultado de la migración en esa dirección de la zona de Benioff, bajo los Andes centrales, comparado con el posible rejuvenecimiento hacia el oeste del plutonismo resultado del desarrollo de una nueva zona de subducción más al oeste, bajo la antigua placa oceánica y los Andes del Norte.

AGRADECIMIENTOS

Este capítulo es publicado con el permiso del Director, British Geological Survey, NERC. Un agradecimiento a las útiles discusiones con los colegas de la DGGM-Quito y BGS-Reino Unido, y de las críticas revisiones de los Drs. Cobbing, Bristow y Evans (BGS).

REFERENCIAS

ALDRICH, L. T., 1977, An onshore-offshore geophysical study of southern Colombia and Ecuador, in: *Nariño; Proyecto Cooperativo Internacional*, 1973; *La Transición Océano-Continente en el Suroeste de Colombia*, Ramírez, J. E., and Aldrich, L. T. ed., Bogotá: Instituto Geofísico, Universidad Javeriana, p. 9-15.

ANDERSON, R. N., CLAGUE, D. A., KLITGORD, K. D., MARSHALL, M., AND NISHIMORI, R. K., 1975, Magnetic and petrologic variation along the Galapagos spreading center and their relation to the Galapagos melting anomaly, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 86, p. 683-694.

AZAD, J., 1964, The Santa Elena Peninsula (Ecuador): a review of the geology and prospects. *Rep. Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd.*, no. J.A.7. (unpublished).

BALDOCK, J. W., AND LONGO, R., 1982, Geology of Ecuador (Explanation of the .1: 1,000,000 Geological Map Quito: Dirección General de Geología y Minas, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.

BANFIELD, A. F., BEHRE, JR., C. R., AND ST. CLAIR, D., 1956, Geology of Isabela (Albemarle) Island, Archipiélago de Colón (Galápagos), *Geol. Soc. Am Bull.*, v. 67, p. 215-234.

BARANZANGI, M., AND ISACKS, B. L., 1976, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, v. 4, p. 686-692.

BARRERO, D., 1979, *Geology of the central Western Cordillera west of Buga and Roldanillo, Colombia*, Bogotá: Pub. Geol. Esp. 4, Ingeominas, Ministerio de Minas y Energía.

BRISTOW, C. R., 1973, *Guide to the Geology of the Cuenca Basin, Southern Ecuador*, Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society.

BRISTOW, C. R., 1975, On the age of the Zapotal sands of southwest Ecuador, *Newsl. Stratigr.,* v. 4(2), p. 119-134.

BRISTOW, C. R., 1976a, The age of the Cayo Formation, Ecuador, *Newsl. Stratigr.,* v. 4(3), p. 169-173.

BRISTOW, C. R., 1976b, On the age of the Nabón Formation, Ecuador, *Newsl. Stratigr.,* v. 5(2/3), p. 104-107.

BRISTOW, C. R., 1976c, The Daule Group, Ecuador, *Newsl. Stratigr.,* v. 5(213), p. 190-200.

BRISTOW, C. R., 1981, An annotated bibliography of Ecuadorian geology, *Overseas Geol. Miner. Resour.,* no. 58.

BRISTOW, C. R., and Hoffstetter, R., 1977, *Lexique Stratigraphique International.* 2nd Ed., Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.

CAMPBELL, C. J., 1970, *Guidebook to the Puerto Napo Area, Eastern Ecuador, with Notes on the Regional Geology of the Oriente Basin,* Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society.

CAMPBELL, C. J., 1974, Ecuadorian Andes. in: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Data for Orogenic Studies. Circum-Pacific and Caribbean Orogens. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* no. 4, p. 725-732.

CANFIELD, R. W., 1966, *Geological Report of the Coast of Ecuador.* Quito: Ministerio de Industrias y Comercio.

CASE, J. E., DURAN, L. G., LÓPEZ, A., AND MOORE, W. R., 1971, Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. *Geol. Soc. Am. Bull.,* v. 82, p. 2685-2711.

COBBING, E. J., AND PITCHER, W. S., 1972, The coastal batholith of central Peru. *1. Geol. Soc. London,* v. 128, p. 421-460.

COBBING, E. J., WILSON, J. J., BALDOCK, J. W., TAYLOR, W. P., MCCOURT, W., AND SNELLING, N. J., 1981, The geology of the Western Cordillera of northern Peru, *Inst. Geol. Sci. London Overseas Mem.* no. 5.

COLMAN, J. A. R., 1966, Summary of information relating to test wells and coreholes of the Progreso Basin, with notes on the stratigraphic units of the Guayas region, *Rep. Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd.,* no. J.A.C.12. (unpublished).

COLMAN, J. A. R., 1970, *Guidebook to the geology of the Santa Elena Peninsula,* Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society.

COX, A., 1975, The Galapagos Islands: a migrating volcanic chain near a triple junction, *Newsl. Geol. Soc. London,* v. 4(1), p. 11.

DICKINSON, W. R., AND SEELY, D. R., 1979, Structure and stratigraphy of fore-arc regions. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.* 63, p. 2-31.

ECHEVERRIA, J. M., 1977, *Geología del cuerpo calcáreo de Unacota, Pilaló, Cotopaxi,* Unpublished Thesis, Esc. Politéc. Nal., Quito, 123 p.

ENGEL, A. E. J., ITSON, S. P., ENGEL, C. J., STICKNEY, D. M., AND CRAY, E. J., 1974, Crustal evolution and global tectonics: a petrogenetic view, *Geol. Soc. Am. Bull.,* v. 85, p. 843- 858.

EVANS, C. D. R., AND WHITTAKER, J. E., 1981, The geology of the western part of the Borbón Basin, Northwest Ecuador, in: *Trench and Fore-Arc Sedimentation and Tectonics in Modern and Ancient Subduction Zones,* Leggett, J. K., ed., *Geol. Soc. London, Spec. Publ. no. 10,* p. 191-198.

FAUCHER, E., AND SAVOYAT, E., 1973, Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. Ser.* 2. v. 15, p. 115-142.

FAUCHER, B. VERNET, R., BIZON, G., BIZON, J. J., GREKOFF, N., LYS, M., AND SIGNAL, J., 1971, *Sedimentary Formations in Ecuador: A Stratigraphic and Micropaleontological Survey,* Bureau d'Études Industrielles et de Cooperation de I'Institut Français de Pétrole (BEICIP).

FEININGER, T., 1974, Andean metamorphic rocks of Colombia and Ecuador. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.* v. 6(7).

FEININGER, T., 1975, Origin of petroleum in the Oriente of Ecuador. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.,* v. 59(7), p. 1l66-1l75.

FEININGER, T., 1977, *Mapa gravimétrico Bouguer del Ecuador* (1 *:1,000,000),* Instituto Geográfico Militar, Quito.

FEININGER, T., 1978, *Mapa geológico de la parte occidental de la Provincia de El Oro* (1 *:50,000),* Quito: Escuela Politécnica Nacional.

FEININGER, T., 1980, Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador, *1. Petrol.,* v. 21(1).

FEININGER, T., AND BRISTOW, C. R., 1980, Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador, *Geol. Rundsch.,* v. 69, p. 849-874.

FRANCIS, P. W., MOORBATH, S., AND THORPE, R. S., 1977, Strontium isotope data for Recent andesites in Ecuador and north Chile, *Earth Planet. Sci. Lett.,* v. 37(2), p. 197-202.

GANSSER, A., 1973, Facts and theories on the Andes, *1. Geol. Soc. London,* v. 129, p. 93-131.

GOOSSENS, P. J., AND FLORES, D., 1977, Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America, *Geol. Soc. Am. Bull.,* v. 88, p. 1711-1720.

GOOSSENS, P. J., AND ROSE, W. I., 1973, Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador, *Geol. Soc. Am. Bull.,* v. 84, p. 1043-1052.

GUEVARRA, S., 1979, *Explicación Breve de la Geología de la Hoja de Bucay* (51), Quito: Dirección General de Geología y Minas, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.

GUZMÁN, J., 1980, Explicación Breve de la Geología de la Hoja de Pacto (64), Quito: Dirección General de Geología y Minas, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.

HALL, M. L., 1977, *El Volcanismo en el Ecuador,* Quito: Instituto Panamericano de Historia y Geografía.

HALL, M. L., AND CALLE, J., 1982, Geochronological control for the main tectonic-magmatic events of Ecuador, *Earth Sci. Rev.,* v. 18, p. 215-239.

HALL, M. L., *et al.* *Mapa Geológico de la Cuenca Terciaria del Rio Chota, Provincias de Imbabura y Carchi* (1 *:25,000).* Quito: Escuela Politécnica Nacional, in press.

HAM, C. K., AND HERRERA, L. J., 1963, Role of sub-Andean fault system in tectonics of eastern Peru and Ecuador, in: *Backbone of the Americas*, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.,* v. 2. p. 47-61.

HARRINGTON, H. J., 1962, Paleogeographical development of South America, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.,* v. 46, p. 1773 -1814.

HENDERSON, W. G., 1979, Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador, *J. Geol. Soc. London,* v. 136, p. 367-378.

HENDERSON, W. G., 1981, The Volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador, *Newsl. Stratigr.,* v. 9(3), p. 157-168.

HERBERT, H., 1977, Petrochemie und Ausgangmaterial von Grünschiefern aus der E-cordillere Ecuadors, *Fortschr. Mineral.,* v. 55(1), p. 45-46.

HERRON, E. M., 1972, Seafloor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific, *Geol. Soc. Am. Bull,* v. 83, p. 1671-1692.

HEY, R. N., 1977, Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.,* v. 88, p. 1414-1420.

HEY, R. N., JOHNSON, G. L., AND LOWRIE, A., 1977, Recent plate motions in the Galápagos area. *Geol. Soc. Am. Bull.,* v. 88, p. 1385-1403.

HOLDEN, J. C., AND DIETZ, R. S., 1972, Galápagos Gore, NazCoPac triple junction and Carnegie-Cocos ridges, *Nature, (London),* v. 235, p. 266-269.

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLÓGICO-MINERAS, 1976, *Mapa Geológico de Colombia 1: 1,500,000,* Bogotá Ministerio de Minas y Energía.

JUTEAU, T., MEGARD, F., RAHARISON, L., AND WHITECHURCH, H., 1977, Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien: nature pétrographique et position structurale, *Bull. Géol. Soc. Fr.,* v. 19(5), p. 1127-1132.

KEHRER, W., 1975, *Reporte Final de Grupo de Asesores Técnicos Alemanes, CEPE, 1974-5*, Unpublished report. Quito: Dirección de Hidrocarburos.

KENNERLEY, J. B., 1971, Geology of the Llanganates area, Ecuador, *Inst. Geol. Sci. London, Overseas Div. Unpublished report,* no. 21.

KENNERLEY, J. B., 1973, Geology of Loja Province, *Inst. Geol. Sci. London, Overseas Div., Unpublished report,* no. 23.

KENNERLEY, J. B., 1980, Outline of the geology of Ecuador, *Overseas Geol. Miner. Resour.,* no. 55.

LIDDLE, R. A., AND PALMER, K. V. W., 1941, The geology and paleontology of the Cuenca-Azogues- Biblián region, provinces of Cañar and Azuay, Ecuador, *Bull. Am. Paleontol.,* v. 26(100), p. 357-418.

LONGO, R., 1980, *Explicación Breve de la Geología de la Hoja de Latacunga* (67), Quito: Dirección General de Geología y Minas, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.

LONSDALE, P., 1978, Ecuadorian subduction system, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.,* v. 62, p. 2454-2477.

LONSDALE, P., AND KLITGORD, K. D., 1978, Structure and tectonic history of the eastern Panama basin, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 89, p. 1-9.

MACDONALD, K. C., AND MUDIE, J. D., 1974, Microearthquakes on the Galápagos spreading centre and the seismicity of fast-spreading ridges, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. 36, p. 245- 257.

MCBIRNEY, A. R., AND WILLIAMS, H., 1969, Geology and petrology of the Galápagos Islands, *Geol. Soc. Am. Mem.*, no. 118.

MEGARD, F., DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G., MAROCCO, R., MARTINEZ, C. L., PAREDES, J., AND TOMASI, P., 1971, La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie; premiers résultats, *Cah. O.R.S.T.O.M. Ser. Geol.*, v. 3, p. 5-43.

MENARD, H. W., CHASE, T. E., AND SMITH, S. M., 1964, Galápagos Rise in the southeastern Pacific, *Deep Sea Res.*, v. II, p. 233-242.

MILLS, S. J., 1967, Tertiary stratigraphy in coastal Ecuador. The stratigraphy of the Tertiary rocks of southern Manabí and Guayas provinces (excluding the Santa Elena Peninsula) with notes on Esmeraldas Province, Ecuador, *Rep. Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd.*, no. S.J.M. 1 (unpublished).

MILLS, S. J., 1968, The micropalaeontology of the San Eduardo limestone and associated stratigraphical units, *Palaeontol. Note Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd., Ecuador*, no. I (unpublished).

MITCHELL, A. H., AND READING, H. G., 1969, Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading, 1. *Geol.*, v. 77, p. 626-646.

MORTIMER, C., 1980A, *Explicación Breve de la Geología de la Hoja de Baños* (88), Quito: Dirección General de Geología y Minas, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.

MORTIMER, C., 1980b, *Explicación Breve de la Geología de la Hoja de Puyo (103),* Quito: Dirección General de Geología y Minas, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.

NORDLIE, B. E., 1973, Morphology and structure of the western Galápagos volcanoes and a model for their origin, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 84, p. 2931-2956.

NYGREN, W. E., 1950, Bolívar Geosyncline of northwestern South America, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, v. 34(10), p. 1998-2006.

OLSSON, A. A., 1932, Contributions to the Tertiary paleontology of northern Peru. Part 5, The Peruvian Miocene, *Bull. Am. Paleontol.*, v. 19(68), p. 5-216.

REA, D. K., AND MALFAIT, B. T., 1974, Geologic evolution of the northern Nazca plate, *Geology*, v. 2(7), p. 317-320.

SAUER, W., 1965, *Geología del Ecuador,* Quito: Ministerio de Educación

SAVOYAT, E., VERNET, R., SIGNAL, J., MOSQUERA, C., GRANJA, J., AND GUEVARA, G., 1970, *Formaciones Sedimentarias de la Sierra Tectónica Andina en el Ecuador,* Quito: Instituto Francés del Petróleo; Servicio Nacional de Geología y Minería.

SHEPHERD, G. L., AND MOBERLY, R., 1975, Southern extension of the Dolores-Guayaquil megashear across the continental margin of northwest Peru and the Gulf of Guayaquil (abstract), *Trans. Am. Geophy. Union*, v. 56, p. 442.

SHEPHERD, G. L., AND MOBERLY, R., 1981. Coastal structure of the continental margin, northwest Peru and southwest Ecuador. *Geol. Soc. Am., Mem.,* v. 154, p. 351-391.

SHEPPARD, G., 1927, Geological observations on Isla de la Plata, Ecuador, South America, *Am. J. Sci.,* v. 13, p. 480-486.

SIGAL, J., 1968, *Estratigrafía Micropaleontológica del Ecuador, Datos Anteriores* y *Nuevos.* Quito: Instituto Frances del Petróleo; Servicio Nacional de Geología y Minería.
SILLITOE, R. H., 1974, Tectonic segmentation of the Andes: implication for magmatism and metallogeny, *Nature (London),* v. 250, p. 542-545.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA, 1969, *Mapa Geológico de la Republica del Ecuador (1.' 1 000,000).* Quito: Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.

TSCHOPP, H. J., 1948, Geologische Skizze von Ekuador, *Bull. Assoc. Suisse Geol. Ing. Pet.,* v. 15(48), p. 14-45.

TSCHOPP, H. J., 1953. Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-50. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.,* v. 37(10), p. 2303-2347.

TSCHOPP, H. J., 1956, Upper Amazon Basin geological province. in: *Handbook of South American Geology. Geol. Soc. Am. Mem.,* v. 65, p. 253-267.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME, 1969, Survey of metallic and nonmetallic minerals. Coal investigations (Operation **No.1,** Cuenca-Biblián and Loja), *Tech. Rep. U.N. Dev. Programme, Quito-New York*, no. 1, annex no. 1.

WHITTAKER, J. E., AND HODGKINSON, R. L., 1979, Micropalaeontological report on the Napo Formation, Eastern Ecuador. *Br. Mus. (Nat. His.)* Rep. OGS, no. *1979/1,* 4p.

WILKINSON, A. F., 1982, Exploration for phosphate in Ecuador, *Trans. Inst. Min. Metall. Sect. B*, v. 91, p. 130-145.

ZÚÑIGA, A., 1980, *Explicación Breve de la Geología de la Hoja de Machala* (36), Quito: Dirección General de Geología y Minas, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.

ZÚÑIGA Y RIVERO, F., PRADO, A., VALDIVIA, H., AND VELVARDE, P., 1976, Hydrocarbon potential of Amazon basins of Colombia, Ecuador and Perú, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., no. 25,* p.339-348.